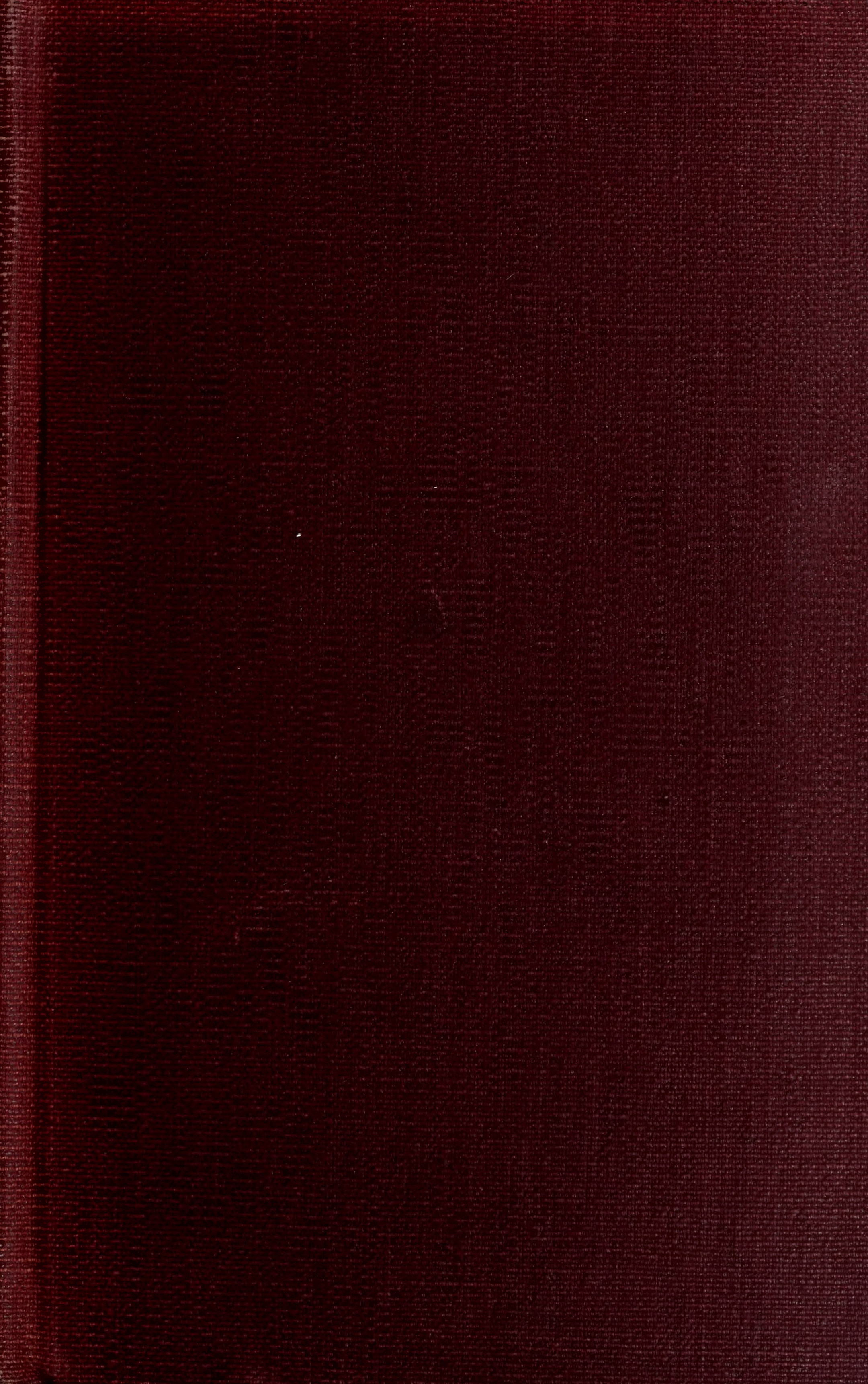












Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

61. Band.

I. Heft.

Januar, Februar, März 1909.

Berlin 1909.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)
W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 1—128.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr Rauff	Schriftführer:	Herr Krusch
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Scheibe		„ Krause
	„ Beyschlag		„ Blanckenhorn
Schatzmeister:	„ Zimmermann		„ Belowsky
Archivar:	„ Eberdt		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: Credner-Leipzig, Deecke-Freiburg, Pompeckj-Göttingen, C. Schmidt-Basel, Uhlig-Wien, Wichmann-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Landesgeologen Dr. Krause tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage an Herrn Landesgeologen Professor Dr. Krusch einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Landesgeologen Prof. Dr. Krusch**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt**,
3. Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Landesgeologen Dr. Krause**,
   sämtlich zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des I. Heftes.

Aufsätze.

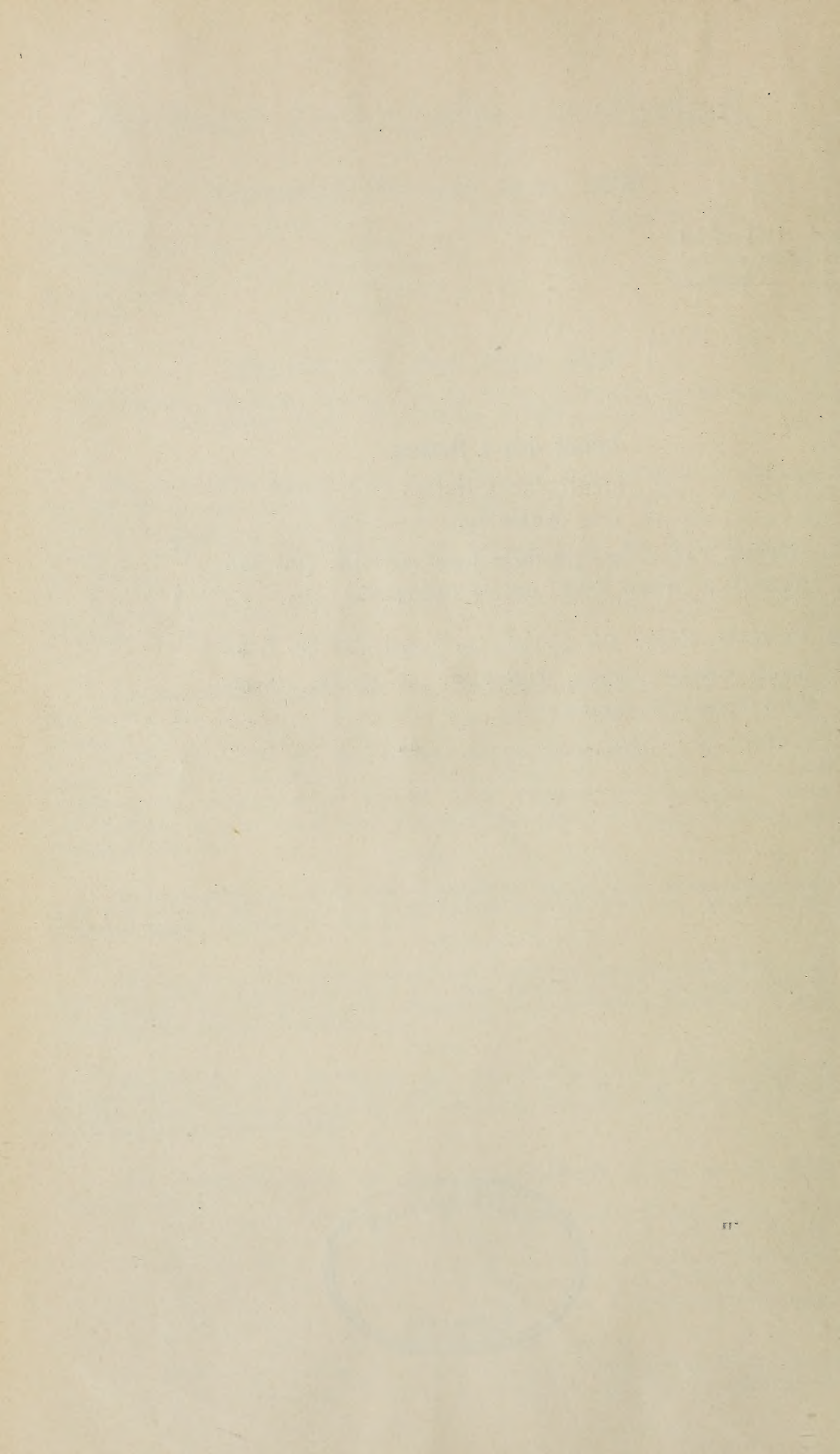
Seite

1. GROSCH, PAUL: Phylogenetische Korallenstudien. (Die Axophylliden.) (Hierzu Tafel I und 11 Textfiguren.) 1

2. PIETZSCH, KURT: Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. (Hierzu Tafel II und 6 Textfiguren.) 35

(Fortsetzung im nächsten Heft.)





Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Phylogenetische Korallenstudien.

(Die Axophylliden.)

Von Herrn P. Grosch in Freiburg i. Br.

Hierzu Tafel I.

I. Einleitung.

Man hatte früher bei der systematischen Einordnung der Korallen ein Verfahren eingeschlagen, das sich durch die Ergebnisse neuerer Forschungen als unbrauchbar erwies. Von dieser Tatsache ausgehend, unterzog ich auf Anregung meines hochverehrten Lehrers Herrn Geheimrat Professor Dr. G. Steinmann, einzelne zu diesem Zwecke besonders geeignet erscheinende Gruppen der Steinkorallen (Madreporarier) einem eingehenderen Studium. Das Hauptaugenmerk bei diesen Untersuchungen richtete sich im wesentlichen auf die Beantwortung der Frage: Können wir zwischen einzelnen Gruppen beziehungsweise Gattungen oder Arten paläozoischer und mesozoischer oder rezenter Septokorallen auf Grund hervorragender Übereinstimmung im Skelettaufbau phylogenetische Beziehungen nachweisen, die zu einer Aufstellung von Entwickelungsreihen berechtigen? Die Arbeit wurde am Anfang des Sommer-Semesters 1906 in Freiburg i. B. begonnen und am Ende des Sommer-Semesters 1907 in Bonn abgeschlossen.

Für die Überlassung von Vergleichsmaterial bin ich Herrn Professor Deecke-Freiburg und Herrn Professor Benecke-Straßburg zu besonderem Dank verpflichtet. Die untersuchten Mittelmeerkorallen wurden zum größten Teil aus der zoologischen Station zu Neapel bezogen.

Die Zeichnungen fertigte Herr Universitätszeichner SCHILLING-Freiburg an.

Zugleich möchte ich auch an dieser Stelle Herrn Professor STEINMANN für die Anregung zu dieser Arbeit sowie für das stete Interesse und die bereitwillige Unterstützung, die er mir bei der Ausführung dieser Untersuchungen entgegenbrachte, meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Neben der ausgiebigen Verwendung von Schliffen (Dünnschliffe und Anschliffe) habe ich mit Erfolg ein Verfahren angewandt, das bei rezenten Korallen in vielen Fällen allen anderen vorzuziehen ist. Bei diesen leicht zerbrechlichen Formen wurde durch vorsichtiges Entfernen der Außenmauer das Kelchinnere freigelegt. Auf diese Weise erhält man in den meisten Fällen einen sehr vollständigen Überblick über die Gesamtheit der endothekalen Gebilde in ihrer Lage und Beziehung zueinander und erspart sich zugleich die zeitraubende Arbeit des Schleifens. (Vgl. Fig. 5.) Korallen aus tonigmergeligen Ablagerungen und ebenso rezente Formen wurden mit Erfolg nach der von BÖSE und VIGIER[1]) (3) angegebenen Präparationsmethode mit konz. Kalilauge behandelt.

Die Untersuchung bestand in einem eingehenden Vergleich der einzelnen Skelettelemente habituell ähnlicher Formen. Es wurde im Laufe der Untersuchung besonders darauf geachtet, wie weit ein einzelner Skeletteil seine ursprüngliche Form und Größe beibehält, ob neue Gebilde mit der Zeit auftreten, in welcher Weise sich die einmal vorhandenen verändern, und welchen Wert diese Veränderungen für die genetische Stellung der betreffenden Art haben.

Bei der Darstellung der Ergebnisse dieser Untersuchungen werden zuerst die einzelnen, zeitlich getrennten Formen derselben Entwickelungsreihe näher beschrieben und ihre typischen Artmerkmale hervorgehoben. Daran schließt sich ein eingehender Vergleich der beschriebenen Gestalten mit besonderer Berücksichtigung der beständigen und veränderlichen Merkmale im Aufbau des Skeletts. Am Schluß einer solchen Stammesuntersuchung folgt zur vergleichenden Übersicht eine zusammenfassende Tabelle, in der die einzelnen Skelettelemente der verglichenen Arten nach ihrer Größe und Beschaffenheit nebeneinander gestellt werden.

[1]) Bei Anführung von Zitaten und Quellenangaben ist der Einfachheit halber auf die laufende Nummer des Literaturverzeichnisses hingewiesen.

II. Historischer Überblick.

Verschiedene Forscher, unter denen an erster Stelle Lacaze-Duthiers und Koch zu nennen wären, wiesen auf die auffallende Ähnlichkeit im Aufbau der Septen rezenter Korallen mit der Septenanordnung paläozoischer Formen hin. Sehr treffend äußert sich in diesem Sinne der letztgenannte Autor, wenn er die Vermutung aufstellt (23): „Am nächsten an die Skelettbildungen der Madreporen scheinen sich diejenigen der fossilen Rugosen, wenigstens die typischen Formen derselben (*Cyathophyllum* usw.), anzuschließen, indem sich aus deren feinerem Bau eine große Übereinstimmung mit jenen zu erkennen gibt."

Die Untersuchungen Ortmanns an Steinkorallen von der Südküste Ceylons (24) führten den Verfasser zur Aufstellung von vier wichtigen Folgerungen:

„1. Zwischen den paläozoischen Tetrakorallen und den Hexakorallen der Sekundär-, Tertiär- und Jetztzeit ist kein prinzipieller Unterschied vorhanden.
2. Bilaterale Korallen sind vorwiegend Einzelkorallen.
3. Seit der paläozoischen Zeit, wo die bilateralen Korallen in größerer Menge auftreten, haben derartige Formen bis zur Jetztzeit an Häufigkeit abgenommen.
4. Die Bilateralität der Hexakorallen ist auf die frühesten Embryonalstufen zurückgedrängt."

Zu ähnlichen Resultaten kam Ogilvie bei der Bearbeitung der Korallenfauna der Stramberger Schichten (23). Sie weist mit Recht darauf hin, daß gewisse mesozoische Formen, wie z. B. die Gattung *Amphiastraea*, bezüglich ihrer Septenanordnung eine Art Mittelstellung zwischen den eigentlichen Tetrakorallen (Rugosen) des Paläozoikums mit ihren typischen, fiederstelligen, bilateral-symmetrisch angeordneten Septen und den radiär gebauten Hexakorallen der jüngeren Formation einnehmen. Ferner hatte es sich durch weitere Untersuchungen derselben Verfasserin ergeben, daß das Merkmal der Porosität nicht zu einer durchgreifenden systematischen Trennung berechtigt, sondern daß die von Milne Edwards und Haime aufgestellten Gruppen der Perforaten und Aporosen in engen phylogenetischen Beziehungen zu einander stehen. Daher sah sich diese Forscherin genötigt, von einer Einteilung der Hexakorallen in *Perforata* und *Aporosa* Abstand zu nehmen, und teilte die *Madreporaria* (Steinkorallen) in die vier großen Gruppen der *Murocorallia*, *Septocorallia*, *Spinocorallia* und *Porosa* ein, die sie wiederum

in eine Anzahl gleichwertiger Familien zerlegte. STEINMANN (28) schied noch die Gruppe der *Tubocorallia* aus und löste die *Spinocorallia* und *Porosa* auf. Bei der Aufstellung der Familien (22) wurde von OGILVIE das Hauptgewicht auf die mikroskopische Beschaffenheit der einzelnen Skeletteile gelegt. Vielleicht darf dieses Verfahren nicht mit Unrecht einseitig genannt werden. Dazu kommt noch, daß der einmal eingeschlagene Weg keineswegs immer innegehalten wurde. Bei der Aufstellung der Übersichtstabelle (22, S. 331) wurde nur auf die Ableitung größerer Gruppen hingewiesen.

In der vorliegenden Arbeit habe ich versucht, unabhängig von der heutigen Systematik, wenn möglich, Art mit Art habituell ähnlicher Formen zu vergleichen und ihre phylogenetischen Beziehungen zu prüfen. In vielen Fällen ist es mir nun tatsächlich gelungen, eine so durchgreifende Übereinstimmung in der Beschaffenheit, Anlage, Größe und Variationsbreite zeitlich getrennter Korallen nachzuweisen, daß an der genetischen Zusammengehörigkeit dieser Formen kaum gezweifelt werden dürfte.

III. Die Axophylliden.

Unter den *Zoantharia rugosa* E. u. H. zeichnen sich die Axophylliden durch die stets vorhandene Columella und die gute Entwicklung der endothekalen Gebilde, Böden und die meist radiär angeordneten Septen aus. Die Columella stellt in der Regel einen mehr oder weniger zapfenförmigen Kegel dar und hebt sich als solcher scharf von den umgebenden Endothekalgebilden ab. Ihre auffallende Gestalt wird durch die Aufwölbung der Böden in der Kelchmitte bedingt. Auf den Zusammenhang zwischen Säule und Bödengestaltung wird später bei der Besprechung der einzelnen Gattungen näher eingegangen werden. Da ein so bezeichnendes und typisches Gebilde wie die Columella als ein konstantes Merkmal angesehen werden darf, das im Lauf der phylogenetischen Entwickelung nicht gut rasch wechseln kann, lag es nahe, Vertreter dieser Gruppe als Untersuchungsobjekte für diese phylogenetischen Studien zu wählen.

Zur Familie der Axophylliden gehören nach ROEMER (26, S. 378) folgende sechs Gattungen:

Lithostrotion FLEMMING 1828
Lonsdaleia MC COY 1849
Clisiophyllum DANA 1846

Chonaxis E. u. H. 1881
Petalaxis E. u. H. 1852
Axophyllum E. u. H. 1850

Diese sechs Gattungen lassen sich nach ihren äußeren morphologischen Merkmalen bequem in 3 Unterabteilungen zerlegen, deren einzelne Vertreter durch die Art ihres Wachstums und die Säulenbildung eine engere Zusammengehörigkeit verraten. Da die Aufstellung dieser 3 Gruppen für den Nachweis jüngerer Formen eine erleichternde Übersicht bietet, lasse ich sie gleich in dieser Zusammenstellung folgen.

a) *Lithostrotion, Petalaxis.*

Diese beiden Gattungen zeigen meist ein massiges Wachstum. Bündelförmige Gestalten sind selten und stellen einen abweichenden Typus dar, auf dessen systematische Stellung und Bewertung ich später noch zurückkomme. Charakteristisch ist ferner die meist kleine (runde oder elliptische) Säule und die zahlreichen dünnen und gleichmäßigen Septen, die in lange und kurze Septen zerfallen (vgl. Taf. I Fig. 1 a). Eine Innenmauer ist nicht vorhanden oder nur schwach angedeutet.

b) *Lonsdaleia, Chonaxis.*

Diesen Formen ist meist ein massiges, selten buschiges Wachstum gemeinsam. Die einzelnen Zellen stellen demnach prismatische oder zylindrische Röhren dar. Die dicke, zapfenförmige Säule wird in der Hauptsache aus den gewölbten Böden gebildet. Durch dieses Gebilde, die stets vorhandene, deutliche Innenmauer, das wohlentwickelte randliche Blasengewebe unterscheidet sich diese Gruppe von Gruppe a). Der Endothekalraum zerfällt in 3 Zonen (Säule, Mittelzone, Randzone).

c) *Clisiophyllum, Axophyllum.*

Zum Unterschied von den beiden ersten Gruppen stellen diese Gattungen kreiselförmige Einzelkorallen dar. Die dicke Säule bildet eine wulstartige Erhebung in der Mitte des Kelchs. Der Endothekalraum zeigt gleichfalls eine Einteilung in die 3 Zonen (Säule, Mittelzone, Randzone).

Roemer (26) hat mit Recht darauf hingewiesen, daß im Aufbau der endothekalen Bildungen *Lonsdaleia, Clisiophyllum* und *Axophyllum* zahlreiche Ähnlichkeiten aufweisen. Die dicke Columella der Gattung *Lonsdaleia* entspricht nach ihm der zentralen blasigen Columella von *Clisiophyllum*. Außer

durch das Wachstum (Einzelkoralle) unterscheidet sich *Clisiophyllum* von *Lonsdaleia* auch durch das Merkmal, daß die Septen das randliche Blasengewebe durchschneiden. *Axophyllum* unterscheidet sich von *Lonsdaleia* durch den einfachen Korallenstock und die deutlichere Entwickelung der Septen auch im Bereiche der Randzone. *Chonaxis* nimmt eine Art Mittelstellung zwischen *Lithostrotion* und *Lonsdaleia* ein. Sie besitzt Böden wie *Lithostrotion* und ein randliches Blasengewebe wie *Lonsdaleia*.

Wenden wir uns nun der näheren Untersuchung der Gruppe a) zu.

Wie schon oben erwähnt, zählte man früher zu der Gattung *Lithostrotion* Formen, die durch ein bündelförmiges Wachstum ihrer Röhrenzellen in ihrem Gesamthabitus ganz beträchtlich von den typischen *Lithostrotion* - Arten mit massigem Stock [wie z. B. *L. basaltiforme* E. u. H.[1])] abweichen. Es lag daher nahe, diese schon im äußeren Habitus so sehr verschiedenen Vertreter derselben Art mit verschiedener Bezeichnung zu belegen. Aus diesem Grunde halte ich ALFRED STRUVEs (29) Verfahren für ganz berechtigt, wenn er unter dem Namen *Lithostrotion* nur astraeidische Formen zusammenfaßt, während er bündelförmige Gestalten wie

L. junceum FLEM.
L. concameratum KEYS.
L. irregulare E. u. H.
L. Martini E. u. H.

zur Gattung *Lithodendron* rechnet.

Diese Bezeichnung dürfte jedoch weniger geeignet sein, da sie von verschiedenen Autoren für Korallen aus verschiedenen Formationen angewendet worden ist. Ich verwende daher für diese verzweigte *Lithostrotion*-Arten der Steinkohlenformation die Bezeichnung MC COYS *Siphonodendron*. Wir erhalten demnach folgende zwei Gattungen:

1. *Lithostrotion* FLEM. p. p., nur massige Stücke mit prismatischen Röhrenzellen.
2. *Siphonodendron* MC COY emend. GROSCH, nur bündelförmige Stücke mit runden (zylindrischen) Röhrenzellen.

Die Gattung *Petalaxis* E. u. H. 1852 bildet zusammengesetzte Stöcke mit prismatischen Zellen. Die periphere Rand-

[1]) Das abgebildete *Lithostrotion aranea* E. u. H. ist eine nahe Verwandte von *L. basaltiforme* E. u. H.

zone wird durch Blasengewebe eingenommen. Die Septen sind dünn und wohlentwickelt. Die Columella stellt entsprechend den prismatischen Zellen meist einen zusammengedrückten Stab dar. TRAUTSCHOLD (35) vereinigt meiner Ansicht nach mit Recht *Petalaxis* mit *Lithostrotion*, da zwischen den typischen *Lithostrotion*-Arten mit massigem Stock und *Petalaxis* keine wesentliche morphologische Verschiedenheit vorliegt.

Daher dürfte es sich empfehlen, diese beiden Gattungen auch zusammen in ihrer weiteren phylogenetischen Entwickelung zu verfolgen.

Es wären somit die Nachkommen folgender 2 Gattungen zu ermitteln:

1. *Lithostrotion* FLEM. p. p. (inkl. *Petalaxis*),
2. *Siphonodendron* MC COY emend. GROSCH.

Anmerkung: Es darf hier nicht unerwähnt bleiben, daß auch gelegentlich Übergänge zwischen den massigen und buschigen Typen stattfinden.

IIIa) *Lithostrotion* p. p. (inkl. *Petalaxis*).

Typus: *L. basaltiforme* PHILL. sp.

Zu diesem Typus gehören nur Formen, die sich durch ein massiges Wachstum und einen mehr oder weniger polygonalen Kelchumriß auszeichnen. Die Röhrenzellen sind mit einer vollständigen Epithek bedeckt und liegen dicht aneinander an (vgl. Taf. I Fig. 1). Beim Zerbrechen des zusammengesetzten Korallenstocks lösen sich die einzelnen Zellen leicht als lange prismatische Säulen ab. ROEMER (26) weist besonders auf dieses eigentümliche Verhalten hin. Nach seiner Ansicht ist dieser Umstand „zwar nicht das wesentlichste, aber eines der auffallendsten Merkmale der Gattung. LHWYD hat die Gattung danach benannt, und auch spätere Autoren sehen in demselben einen Hauptcharakter der Gattung". Die gleichmäßigen Septen sind wohlentwickelt und zerfallen in längere und kürzere Septen, von denen die ersteren meist bis zur Columella reichen. Die Säule ist griffelförmig und seitlich etwas zusammengedrückt; im Querschnitt erscheint sie häufig als Ellipse, deren Enden mit zwei gegenüberliegenden Septen verschmelzen. Auf diese Weise entsteht eine Mittellamelle (vgl. Taf. I Fig. 1 a), die den Kelch diagonal durchquert. Der zentrale Teil des Kelchinnern wird teils von gewölbten Böden, teils von Blasen eingenommen. Die Randzone setzt sich (besonders bei *Petalaxis*) aus einem feinen Blasengewebe zusammen, das die Fortsetzung

der zentralen Böden bildet. Eine Innenmauer ist meist nur unvollständig und schwach angedeutet. Die Fortpflanzung erfolgt fast ausschließlich durch calycinale Sprossung.

Aus der kretazeischen Korallenfauna schließe ich hier die Gattung *Pleurocora* E. u. H. 1848 (7) an.

Der plattige Korallenstock ist zwar kompakt, aber nicht massig. Er besteht aus sehr kurzen zylindrischen Zellen, die an ihren unteren Enden durch ein Coenenchym verbunden sind. Eine Epithek ist nicht vorhanden. Die Zellen werden an der Oberfläche von Rippen überzogen. Die Kelche besitzen eine geringe Tiefe. Die Columella stellt ein warzenförmiges Gebilde dar. Die dünnen, dichtgedrängten Septen zeichnen sich durch ihre gleichmäßige Entwickelung aus; an den Seiten sind sie stark gekörnelt. Die Vermehrung erfolgt durch laterale Sprossung.

Im Miocän und in der rezenten Fauna fällt die poröse Gattung *Turbinaria* Oken durch die Gestalt ihrer Columella auf.

Diese Koralle bildet blattartige, trichter- oder kraterförmige, selten massige Stöcke, deren einzelne Röhrenzellen durch ein ziemlich dichtes und auf der Oberfläche fein gestacheltes Coenenchym verbunden sind. Die Kelche sind zylindrisch und ragen meist nur wenig aus dem Coenenchym hervor. Die Septen sind dünn und auffallend gleichmäßig ausgebildet. Die längeren Septen reichen bis zur Columella, während die kürzeren die Innenmauer nur wenig überschreiten. Häufig verschmelzen zwei gegenüberliegende Septen zu einem Mittelblatt (vgl. Taf. I Fig. 3a). Das wohlentwickelte Säulchen ist schwammig und besitzt eine sehr bezeichnende Gestalt: kammförmig (crist-like) (22, S. 205). Die jungen Kelche entstehen hauptsächlich am Rande der Kolonie durch laterale Sprossung.

Vergleicht man die drei aufgeführten Gattungen näher auf den äußeren und inneren Aufbau ihrer Skelettelemente, so lassen sich ohne Schwierigkeit gewisse verwandtschaftliche Beziehungen feststellen. Alle drei Gattungen besitzen eine mehr oder minder **elliptische Säule**. Bei *Lithostrotion* und *Turbinaria* beobachtet man außerdem noch häufig die schon erwähnte **Mittellamelle**, die durch Verschmelzung zweier gegenüberliegender Septen entsteht. Im Längsschliff läßt sich die Entwickelung der Säule bei *Turbinaria* nicht weiter verfolgen, da wegen der weitgehenden Porosität nur ein lockeres Maschenwerk, aber keine Böden zu erkennen sind. Die **Septen** zeichnen sich bei allen drei Gattungen durch ihre **gleichmäßige Ausbildung** und die **geringe Dicke** aus. Sie zerfallen bei *Lithostrotion* und *Turbinaria* in kürzere und längere; die

Tabelle I.

	Lithostrotion-Petalaxis	*Pleurocora* E. u. H.	*Turbinaria* OKEN
Habitus . . .	stets massige Stöcke	kompakte, nicht massige, plattige Stöcke	kompakte blatt- oder kraterförmige Stöcke
Coenenchym .	randliches Blasengewebe	Kelche durch Coenenchym verbunden	Zellen durch reichliches Coenenchym verbunden
Gestalt d. Kelche	polygonale Außenmauer, runde Innenmauer	Außenmauer verschwunden, Innenmauer rund	Außenmauer verschwunden, Innenmauer rund
Epithek . . .	vollständig entwickelt	fehlt	fehlt (?)
Vermehrung . .	meist Kelchsprossung	Seitensprossung	Seitensprossung
Septen . . .	wohlentwickelt, dünn und gleichmäßig, kurze und lange. Erstere reichen oft bis zur Columella	wohlentwickelt, dünn und gleichmäßig	wohlentwickelt, dünn und gleichmäßig. Kurze u. lange Septen. Erstere reichen bis zur Columella
Säule	stets vorhanden	stets vorhanden	stets vorhanden
Beschaffenheit .	griffelförm., kompakt, Böden + 2 Gegensepten: Mittellamelle	warzenförmig (?)	kammförm. (cristlike), zwei Gegensepten verschmolzen zu ein. Mittellamelle
Außenmauer .	vorhanden	fehlt, da aufgelöst im Coenenchym	fehlt, da aufgelöst im Coenenchym
Innenmauer . .	unvollständig od. schlecht angedeutet	vorhanden	porös
Variationsbreite:			
Kelchdurchm. .	3—15 mm	2,5—4 mm	3—10 mm
Artenzahl . .	ca 13	ca 7	ca 14
Randzone . .	mehr od. weniger blasig ausgebild.	Coenenchym	Coenenchym
Beschaffenheit des Skeletts .	kompakt	porös	porös

letzteren reichen meist bis zur Säule; die kürzeren ragen nur sehr wenig über die Innenmauer hervor. Die annähernd gleiche Artenzahl (besonders bei *Lithostrotion* und *Turbinaria!*) und die verschiedene Größe des Kelchdurchmessers bei den verschiedenen Arten dieser beiden Gattungen bilden weitere übereinstimmende Vergleichsmomente (vergl. Tabelle I auf S. 9). Die mehr oder weniger **blasige Randzone** der karbonischen *Lithostrotion-Petalaxis*-Arten bildet sich im Lauf der Entwickelung in ein **Coenenchym** um. Die äußerst poröse Beschaffenheit dieser Zwischenmasse läßt die Anlage der ursprünglichen, mehr oder weniger polygonalen Außenmauer nicht mehr erkennen. Nur die runde Innenmauer hebt sich scharf von der meist plattigen Unterlage ab. Sie ist stets gekennzeichnet durch ihre Lage zu den kürzeren Septen. Ein weiteres unterscheidendes Merkmal ist die weitgehende Porosität des Skeletts der jüngeren Formen. Diese Lockerung des Skeletts führt dazu, daß die ursprünglichen Böden der Säule sich in ein lockeres Maschenwerk umwandeln, und die Außenmauer überhaupt nicht mehr nachweisbar ist. Böden sind bei diesen porösen Formen in keinem Teil des Endothekalraums zu finden.

Auf Grund dieser Übereinstimmungen im Skelettaufbau dürfen wir wohl mit einem ziemlich großen Grad von Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die paläozoischen *Lithostrotion-Petalaxis*-Arten in späteren Zeiten in Gestalten weitergelebt haben bzw. weiterleben, die mit *Pleurocora* und *Turbinaria* zum mindesten nahe verwandt, wenn nicht identisch sind.

Bei der folgenden Untersuchung ging ich von der Voraussetzung aus, daß die Nachkommen der buschigen „*Lithostrotion*"-Arten (*Siphonodendron* MC COY emend. GROSCH) nur unter solchen jüngeren Formen mit buschigem Wachstum zu finden wären, die sich durch den Besitz einer mehr oder weniger „griffelförmigen" Säule auszeichnen. Unter den jüngeren Korallen erscheinen mir einige Vertreter der Cladocoraceen E. u. H. zu einem Vergleich am meisten geeignet. Ich möchte jedoch von vornherein bemerken, daß ich wegen des schlechten Erhaltungszustandes und des Mangels an Vergleichsmaterial mir eine genauere Prüfung dieser Stammreihe für eine spätere Zeit vorbehalten muß.

Siphonodendron MC COY emend. GROSCH.

Beispiel: *S. junceum* FLEM. sp. Diese Koralle stellt einen der bekanntesten und häufigsten Vertreter der karbonischen

Siphonodendron-Arten mit dem typischen buschigen Wachstum dar. Der Stock setzt sich zusammen aus langen Zellen, die häufig in gerader Richtung nebeneinander emporwachsen (vergl. Taf. I. Fig. 4) und so dichtgedrängte, parallele Bündel erzeugen. Die einzelnen Zellen sind mit einer schwach gefalteten Epithek bedeckt. Der zylindrische Kelch (Durchmesser 2—3 mm!) enthält 16—18 lange und die gleiche Anzahl kurzer Septen. Erstere reichen bis zur Columella. Die Columella ist seitlich etwas zusammengedrückt und erscheint daher im Querschliff als Ellipse, deren Enden mit zwei Gegensepten verschmelzen. Häufiger ist jedoch der „griffelförmige" Typus, entsprechend dem runden Umriß des Kelches. Das Innere der Zellen ist ausgefüllt mit Böden, die ungefähr 1 mm voneinander abstehen. In der Mitte des Kelches erheben sich diese um die Columella herum zu einer konvexen Wölbung. Bezeichnend für diese Art ist die geringe Dicke und die auffallende Länge der parallelen Röhrenzellen.

Aus dem Jura schließe ich hier die Gattung *Goniocora* E. u. H. an.

Beispiel: *Goniocora pumila* QUENST. sp. Diese Nattheimer Koralle bildet büschelförmige Stöcke, deren Zellen sich häufig dicht aneinander drängen und so einen parallelen Verlauf einnehmen. Der zylindrische Kelch hat einen Durchmesser von 2—2,5 mm. An den von mir untersuchten Stöcken beträgt die Anzahl der Septen 16—20 lange und ebensoviel kurze Septen. Nach BECKER und MILASCHEWITSCH (2, S. 166) sollen nur 10 + 10 Septen vorhanden sein. Die Epithek ist in regelmäßigen Abständen zu Wülsten verdickt. Außerdem ist die Oberfläche der Röhrenzellen mit 40 Rippen bedeckt. Der schlechte Erhaltungszustand der verkieselten Exemplare läßt keine weitere Beobachtung zu.

In Verbindung mit dieser jurassischen Form glaube ich mit gewissem Recht die cretaceische *Stylocora* REUSS bringen zu können.

Beispiel: *Stylocora exilis* REUSS. REUSS beschreibt unter dieser Bezeichnung eine Koralle, von der ihm nur Bruchstücke zur Verfügung standen. Der Stock ist nur wenig und unregelmäßig verästelt. Der Durchmesser der kreisrunden Kelche beträgt 3,5 — 4 mm. Die Septen zerfallen in 3 Zyklen 6+6+12. In der Nähe der Columella verdicken sich die Septen; am Rand sind sie stark gezähnelt. Die Columella endigt oben in einem kleinen, etwas unregelmäßigen Knötchen. Im Innern des Kelches stellt sie eine Verschmelzung der inneren Septenenden dar.

Diese drei näher beschriebenen Gattungen zeigen gewisse besonders hervortretende Übereinstimmungen in der Anlage des Stockes und der Bildung und Beschaffenheit der endothekalen Gebilde. Diese Erscheinungen lassen daher die Vermutung berechtigt erscheinen, daß wir es hier mit verwandten Formen zu tun haben. Da solche kleinkelchigen Korallen mit langen, parallelen Röhrenzellen und griffelförmiger Säule nur selten angetroffen werden, ist das Auftreten dieser 3 Gattungen in verschiedenen geologischen Formationen sehr bemerkenswert! Ob dieselben jedoch einer phylogenetischen Stammreihe angehören oder nur Abzweigungen einer solchen darstellen, muß ich zurzeit aus den oben erwähnten Gründen noch unentschieden lassen.

Tabelle II.

	Siphonodendron Mc Coy emend. Grosch	*Goniocora* Quenstedt	*Stylocora* Reuss
Habitus . . .	stets buschige Stöcke mit parallelen Zweigen	büschelförmige Stöcke mit parallelen Zweigen	unregelmäßig verästelte Stöcke
Epithek . . .	schwach gefaltet	mit regelmäßigen Wülsten bedeckt	fehlt (?)
Gestalt der Kelche . . .	zylindrisch	zylindrisch	zylindrisch
Kelchdurchmesser . . .	2—3 mm	2— 2,5 mm	3,5—4 mm
Vermehrung . .	Seitensprossung	Seitensprossung	Seitensprossung
Septen	lange und kurze Septen, erstere reichen bis zur Columella	lange und kurze Septen	in der Nähe der Columella verdickt
Septenzahl . .	16—18 + 16—18	16—20 + 16—20	6 + 6 + 12
Säule	vorhanden	rudimentär (?) schwammig	falsch
Beschaffenheit.	griffelförmig	—	knotenförmig
Aufbau . . .	Septen und gewölbte Böden	—	Verschmelzung der inneren Septenenden
Außenmauer . .	vorhanden	vorhanden	vorhanden
Innenmauer . .	fehlt	fehlt	fehlt

NB. Die Angabe der Septenanzahl und des Kelchdurchmessers bezieht sich auf die oben als Beispiel angeführten Arten.

Ich sehe daher von einer näheren vergleichenden Beschreibung der einzelnen Skelettelemente dieser Gattungen ab und verweise nur auf die vorstehende Übersichtstabelle II.

IIIb) *Lonsdaleia, Chonaxis.*

Von der zweiten Unterabteilung: *Lonsdaleia, Chonaxis* untersuchte ich als Vertreter der Lonsdaleiiden *Lonsdaleia floriformis* FLEMMING sp.

Diese Koralle bildet meist massige Stöcke mit dicht aneinanderliegenden polygonalen Zellen oder sie zeigt, was allerdings bei weitem seltener der Fall ist, in den oberen Teilen

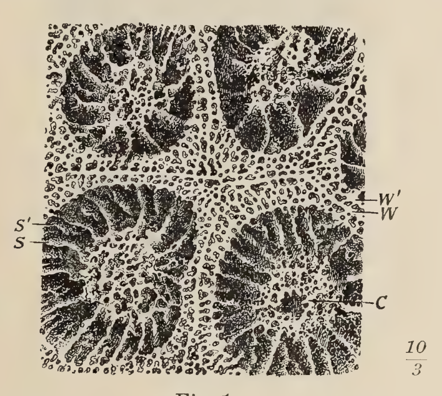


Fig. 1.

Astroides calycularis (PALL.) M. EDW. — Original in Bonn.

Angeschliffene Oberfläche eines Stockes. Deutlicher Verlauf der Außenmauer (W). C = Columella, W' = Innenmauer, S = langes Septum, S' = kurzes Septum. Die verdickte Skelettzwischenmasse in der Mitte des Bildes deutet die Stelle an, an der sich ein junger Kelch bilden wird.

einen buschigen Aufbau, während die unteren Teile der Röhrenzellen dicht aneinander liegen. Der Stock wird von einer runzeligen Epithek überzogen. Die Vermehrung erfolgt durch kalyzinale Sprossung. Der Durchmesser des Kelches beträgt nach MILNE EDWARDS und HAIME 15—20, selten 30 mm, der der Innenmauer 7—8 mm. Bei den weitaus meisten Kelchen fand ich einen mittleren Durchmesser von ungefähr 10 mm. Die auffälligsten Merkmale dieser Art bilden die „gedrehte Säule“, die sich im Mittelpunkt des tiefen Kelches erhebt, und die dünnen Septen, von denen 24 der ersten Serie bis zur Säule reichen, während die 24 des zweiten Zyklus kaum die Innenmauer

überschreiten. In Quer- bzw. Längsschliffen (vgl. Fig. 4 und Taf. I Fig. 6) kann man deutlich drei scharf getrennte Zonen unterscheiden. Eine zentrale Zone wird durch die Columella gebildet. Diese baut sich im wesentlichen auf aus Böden, die sich in Gestalt steiler Hohlkegel übereinandertürmen (vgl. Fig. 4).

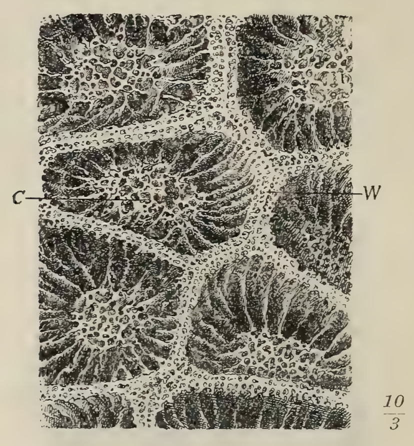


Fig. 2.

Astroides calycularis (Pall.) M. Edw. — Original in Bonn.
Kelche mit polygonaler Begrenzung!
C = Columella, *W* = Außenmauer.

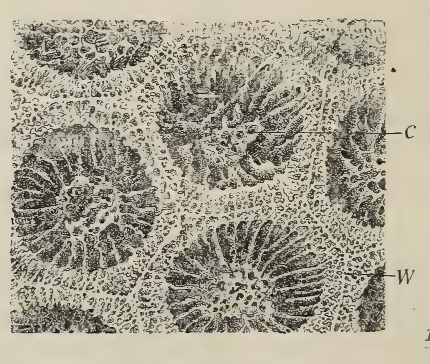


Fig. 3.

Astroides calycularis (Pall.) M. Edw. — Original in Bonn.
Teilansicht eines Stockes. Im Innern der Kelche erblickt man das „zwiebelförmige“ Säulchen (*C*). Die einzelnen Kelche werden durch eine deutliche Außenmauer (*W*) getrennt.

Die Septen tragen zum Aufbau des Säulchens nur so weit bei, als sich zwei von ihnen zu einer Lamelle vereinigen, die die Zentralzone diagonal durchquert. Der Kelch wird auf diese Weise in zwei annähernd gleiche Hälften zerlegt, so daß diese Zentralzone, im Querschliff betrachtet, entfernt an ein Spinngewebe erinnert. Hieran schließt sich die mittlere Zone, die nach außen durch die Innenmauer begrenzt wird. Die Innenmauer entsteht dadurch, daß sich die Böden auf eine sehr kurze Strecke vertikal stellen. Die äußere Zone (Randzone) liegt zwischen der akzessorischen (Innen-) Mauer und der echten Wand (Außenmauer) und wird ausgefüllt durch das periphere Blasengewebe.

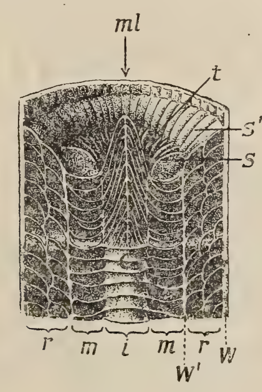


Fig. 4.

Lonsdaleia floriformis Flem. sp.

Kopie nach Mc Coy, verbessert nach den Angaben Trautscholds (35) und Stuckenbergs (30).

ml	= Mittellamelle,	*W'*	= Innenmauer,
t	= Böden,	*C*	= Columella,
S	= langes Septum,	*r*	= Randzone,
S'	= kurzes Septum,	*m*	= mittlere Zone,
W	= Außenmauer,	*i*	= innere (Zentral-) Zone.

Dieses randliche Gewebe setzt sich zusammen aus der Fortsetzung der vertikalen Böden der mittleren Zone, indem sich diese zu schrägen, nach innen konvexen Blasen aufwölben. Diese Blasen sind meist in zwei Vertikalreihen angeordnet (vgl. Fig. 4). Die jungen Individuen entstehen in der Randzone des Blasengewebes (36).

Aus der rezenten Fauna schließt sich hier trotz seiner Porosität *Astroides calycularis* (Pall.) M. Edw. an. Diese im Mittelmeer besonders häufige Koralle bildet mehr oder

weniger massige Stöcke, wobei allerdings gelegentlich die einzelnen Polypenkelche in den oberen Teilen frei werden und so zylindrische Röhren darstellen, während sie bei (20) „älteren und größeren Büschen durch gegenseitige Anpassung einen mehr oder weniger polygonalen Umriß erhalten" (vgl. Fig. 2). Der Endothekalraum läßt sich auch hier in die drei Zonen gliedern. Die Zentralzone wird durch die Columella gebildet.

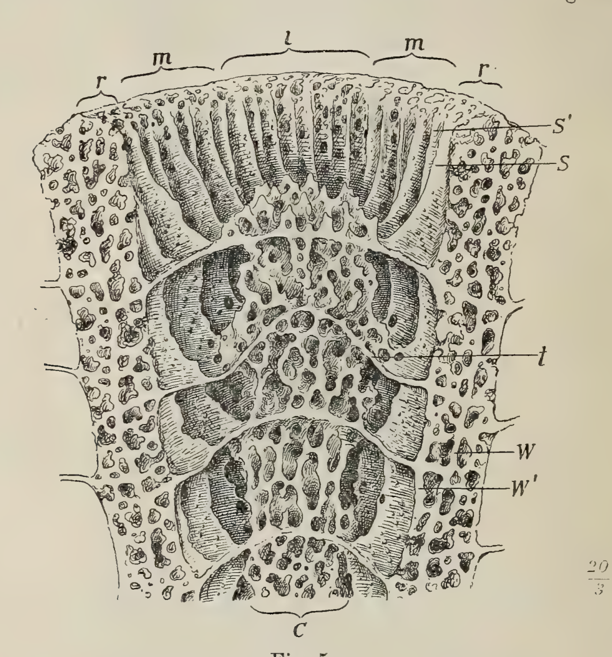


Fig. 5.

Astroides calycularis (PALL.) M. EDW. — Original in Bonn.

Etwas schematisierter Längsschliff. In der Mitte die aus Böden (t) und verschmolzenen Septalenden gebildete Columella (C). Die starke Wölbung der Böden (t), der Größenunterschied der Septen (S und S') und der Verlauf der Außen- und Innenmauer (W und W') sind deutlich zu erkennen. r = Randzone, m = mittlere Zone, i = innere (Zentral-) Zone.

An geeigneten Anschliffen kann man deutlich wahrnehmen, daß zum Aufbau der Columella im wesentlichen die konvexen Böden (vgl. Fig. 5) und die zentralen Septenendigungen beitragen. Aus ersterem erklärt sich auch die auffallend gewölbte „zwiebelförmige" Gestalt der Säule. Die mittlere Zone läßt sich gleichfalls leicht erkennen. An einigen Kelchen

konnte ich die Spuren einer Innenmauer nachweisen (vgl. Fig. 1, 5 und 7). In diesem Falle erscheint das tiefe Kelchinnere von einer scharfen Linie gegen die locker-poröse Randzone abgegrenzt. Die einzelnen Kelche werden nach außen von Mauern begrenzt, die sich als scharfe Kanten von den umgebenden porösen Skelettmassen abheben (vgl. Fig. 1, 2, 3 und 7). Auch im Längsschliff lassen sie sich als durchgehende vertikale Linien in dem porösen Skelett verfolgen (vgl. Fig. 5). Dieses poröse Maschenwerk zwischen Innen- und Außenmauer entspricht der Randzone. Eine runzelige Epithek überzieht den Stock. Im Kelchinneren[1]) fallen weiter die zahlreichen dünnen

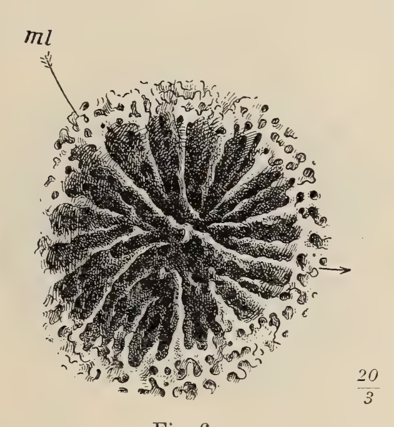


Fig. 6.
Astroides calycularis (PALL.) M. EDW. — Original in Bonn.
Kelch, von oben gesehen. *ml* = Mittellamelle.

Septen auf. Diese sind häufig durchbohrt und besitzen einen konkaven, unregelmäßig gezackten Rand. Bemerkenswert ist ferner das nicht selten zu beobachtende Verhalten, daß zwei gegenüberliegende Septen im Zentrum des Kelches (d. h. im Bereich der Säule) zu einem Mittelblatt verschmelzen (vgl. Fig. 6)[2]). Nach KOCH (20) und meinen eigenen Beobachtungen „bilden die Sternleisten 3 oder 4 Zyklen von je 12, 24 und eventuell 48 Stück. Immer erscheinen die jüngeren zwischen zwei älteren. Gleichzeitig mit dem Auf-

[1]) Bei der Darstellung der Kelche dienten neben den Originalen mikrophotographische Aufnahmen als Vorlagen.

[2]) Leider ist mir das Original zu dieser Abbildung bei einer weiteren Präparation dieses Stockes zerbrochen.

treten des vierten, meist rudimentären Zyklus werden die 12 Sternleisten des zweiten Zyklus denen des ersten gleich, so daß nun 24 (meist aber nicht alle ausgebildet) Hauptsepta vorhanden sind." Die Vermehrung erfolgt durch Kelchsprossung (17). Die jungen Tiere entstehen im Bereiche der Randzone (17).

Wie unter den paläozoischen Rugosen *Lonsdaleia floriformis* eine der wenigen massigen Stockkorallen darstellt, die sich durch den Besitz einer auffallend deutlich entwickelten Columella auszeichnen, so nimmt auch unter der lebenden Korallenfauna *Astroides calycularis* durch ihr massiges Wachstum und die

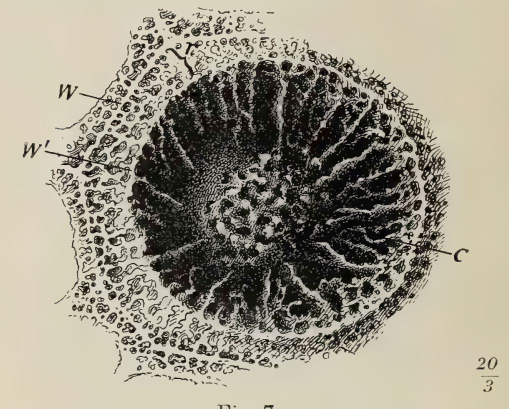


Fig. 7.

Astroides calycularis (PALL.) M. EDW. — Original in Bonn.

Kelch, von oben gesehen.

W = Außenmauer, *W'* = Innenmauer, *r* = Randzone, *C* = Columella.

„zwiebelförmige" Säule eine Art Sonderstellung ein. Aber nicht nur der Besitz dieses Gebildes kommt beiden Arten zu, auch der Aufbau und die Beschaffenheit desselben zeigen eine auffallende Übereinstimmung. In beiden Fällen finden wir die gewölbten Böden und die durch Verschmelzung zweier Gegensepten gebildete Lamelle (Mittelblatt) als Hauptfaktoren der Säulenbildung (vgl. Fig. 6 und Taf. I Fig. 6). Bei *Astroides calycularis* breiten sich die Septen auf der Oberseite der Böden aus und bilden auf diese Weise ein lockeres Maschenwerk in der zentralen Säulenregion (vgl. Fig. 5). Betrachten wir den inneren Skelettaufbau weiter, so fällt uns ferner auf, daß auch bei der rezenten Form durch die Anwesenheit einer Innen-

und Außenmauer eine Einteilung in die drei bei *Lonsdaleia floriformis* beschriebenen Zonen deutlich hervortritt. Das lockerporöse Maschenwerk der Randzone ist schon bei *Lonsdaleia floriformis* vorgebildet, indem hier die zickzackförmigen Septen und die feinen Blasen der Randzone die Bildung eines porösen Gewebes andeuten. Bei einem Vergleich der Septenzahl darf man die Tatsache nicht unbeachtet lassen, daß mit dem Wachstum des Kelches auch die Zahl der Septen in bestimmten Grenzen zunimmt. Da nun der Durchmesser des Kelches bei *Lonsdaleia floriformis* zwischen 7 und 30 mm, bei *Astroides calycularis* zwischen 7 und 11 (wahrscheinlich auch noch mehr!) mm schwankt, empfiehlt es sich, zum Vergleich dieser Gebilde Kelche von annähernd gleichem Durchmesser zu wählen.



Fig. 8.

Astroides calycularis (PALL.) M. EDW. — Original in Bonn.

Kelch, von oben gesehen.

t = gewölbter Boden, S = langes Septum, S' = kurzes Septum.

In diesem Falle finden wir dann auch bei beiden Arten eine fast gleiche Septenzahl (ca. 24 lange Septen und ca. 24 kurze Septen). Die Anordnung und Stellung der Septen bleibt jedoch bei beiden Formen im allgemeinen gleich. Ähnlich wie bei der später zu behandelnden *Cladocora cespitosa* (L.) E. u. H. legen sich auch bei *Astroides calycularis* häufig die kürzeren Septen an die längeren an. Die Vermehrung findet bei beiden Arten durch Einschiebung junger Individuen in der Randzone statt (36 und 17).

Nach diesen zahlreichen Übereinstimmungen in der Bildung und Beschaffenheit der verschiedensten Skelettelemente darf man wohl mit Recht diese beiden zeitlich so entfernt stehenden

Tabelle III.

	Lonsdaleia floriformis Flem. sp.	*Astroides calycularis* (Pall.) M. Edw.
Habitus (Wachstum)	massig bis buschig	buschig bis massig
Gestalt der Kelche .	polygonal, selten rund	häufig rund; bei großen Stöcken polygonal
Epithek	runzelig	runzelig
Vermehrung . . .	Kelchsprossung in der Randzone	Kelchsprossung in der Randzone
Kelchdurchmesser:		
Größter	30 mm	11 mm (? > 11 mm)
Kleinster	7 mm	7 mm
Durchschnittsgröße	10 mm	10 mm
Kelchgliederung:		
Endothek . . .	3 Zonen	3 Zonen
Böden	im mittleren Teil glockenförmig gewölbt	im mittleren Teil glockenförmig gewölbt
Dissepimente . .	im peripheren Blasengewebe	im peripheren Teil
Septen im 10 mm-Kelch:		
Anzahl	24+24	24+24
Anordnung . . .	zwei an Größe verschiedene alternierende Zyklen	zwei an Größe verschiedene alternierende Zyklen
Beschaffenheit . .	dünn	dünn
Septenrand . . .	—	glatt, oft ausgebrochen
Septenfläche (Seitenfläche) . .	—	durchbohrt, gekörnelt
Septen in der Randzone	zickzackförmig in der Aufsicht	poröses Gewebe darstellend
Säule (Columella):		
Größe	3 mm	3—4 mm
Beschaffenheit . .	vorspringend, zapfenförmig	vorspringend, zwiebelförmig
Aufbau	glockenförmig gewölbte Böden und Mittelblatt	glockenförmig gewölbte Böden und Mittelblatt
Außenmauer . . .	vorhanden	vorhanden, porös
Innenmauer	vorhanden	angedeutet, porös

Anmerkung. Als Vorfahren von *Lonsdaleia floriformis* glaube ich mit gewissem Recht *Cyathophyllum rugosum* M. u. E. ansehen zu dürfen, wenigstens kann die von Rominger (27) gegebene Beschreibung und Abbildung leicht zu dieser Annahme verleiten. Ohne genauere Untersuchungen der betreffenden Art lassen sich natürlich keine bestimmten weiteren Aussagen machen.

Arten als Glieder einer phylogenetischen Reihe bezeichnen. Zur vergleichenden Übersicht folgt auch hier eine Tabelle (III), in der die einzelnen Skelettelemente der verglichenen Arten nebeneinander gestellt sind.

Chonaxis E. u. H. 1881.

Wie schon oben erwähnt, nimmt diese Gattung eine Mittelstellung zwischen *Lithostrotion* (im Sinne FLEMINGs) und *Lonsdaleia* ein. Die dicke Säule (ca. 1 cm!), die glockenförmigen Böden (vgl. *Lonsdaleia floriformis!*) und die runden Kelche sind jedoch Merkmale, die vielmehr für eine Zugehörigkeit zu *Lonsdaleia* sprechen. Die mächtige Entwickelung des Blasengewebes und die geringe Artenzahl (man kennt nur eine Art aus dem russischen Kohlenkalk!) sind sichere Zeichen dafür, daß wir es hier mit einer primitiven Form zu tun haben. In jüngeren Formationen konnte ich keinen Vertreter finden, der sich mit *Chonaxis* einigermaßen vergleichen ließe.

III c) *Clisiophyllum* DANA 1846.

Abweichend von den bisher beschriebenen Vertretern der Axophylliden erscheint diese und die folgende Gattung stets als Einzelkoralle. Sie besitzt eine kreiselförmige Gestalt mit fast regelmäßigem kreisförmigen Umriß. Die zahlreichen dünnen Septen zerfallen in lange und kurze Septen, von denen die ersteren zur Bildung der Columella beitragen. Der Stock wird von zahlreichen Rippen überzogen. Auch bei dieser Gattung beobachtet man zuweilen die Bildung eines Mittelblattes durch Verschmelzung zweier gegenüberliegender Septen im Bereiche der Säule. Das Innere des relativ großen Kelches (Durchmesser bis ca. 4 cm!) zerfällt in 3 Zonen. Eine äußere Zone ist ausgefüllt mit sehr kleinen Blasen, die in schrägen Reihen angeordnet sind. Die mittlere Zone wird gekennzeichnet durch breite, fast horizontal verlaufende Böden. Die zentrale Zone endlich wird eingenommen teils durch vertikale spiral gedrehte oder gerade Lamellen, teils durch blasige Böden. Die vorspringende Columella wird gebildet durch die erwähnten isolierten Lamellen und die Enden der Primärsepten; sie fällt durch ihre zelt- bzw. buckelförmige Gestalt auf.

Unter den jüngeren Einzelkorallen verdienen am meisten die Gattung *Parasmilia* E. u. H. mit *Clisiophyllum* verglichen zu werden.

Diese kreiselförmige Einzelkoralle ist in zahlreichen Arten in der Jura-, Kreide- und Tertiärformation vertreten. Einschnürungen und Wülste auf der Kelchoberfläche deuten auf

ein unregelmäßiges Wachstum hin. Die schwammige, rudimentäre Columella setzt sich aus senkrechten Lamellen und den Enden der Primärsepten zusammen. Auch bei dieser Gattung wird die Columella bisweilen von einer Mittellamelle durchquert. Die an den Seiten stark gekörnelten Septen überragen den Kelchrand und zerfallen in mehrere Zyklen. In der Anlage der Endothek ist eine Einteilung in die drei bekannten Zonen angedeutet. Eine Epithek ist nicht vorhanden. Die Mauer wird von zahlreichen Rippen überzogen.

Die beiden hier näher beschriebenen Einzelkorallen zeigen zwar in der Ausbildung einzelner Skelettelemente gewisse Ähnlichkeiten, ich wage jedoch nicht zu behaupten, daß sie in

Tabelle IV.

	Clisiophyllum DANA	*Parasmilia* E. H.
Habitus (Wachstum)	kreiselförmige Einzelkoralle; Rippen; Einschnürungen u. Wülste infolge unterbrochenen Wachstums	kreiselförmige Einzelkoralle; Rippen; Einschnürungen u. Wülste infolge unterbrochenen Wachstums
Gestalt der Kelche	zylindrisch	zylindrisch
Epithek	vollständig, mit Zuwachsstreifen	fehlt
Endothek	3 Zonen	3 Zonen angedeutet NB. Konstantes Auftreten weniger Traversen!
Septen:		
Anordnung . .	2 Zyklen	mehrere Zyklen
Beschaffenheit .	dünn	dünn, seitlich stark gekörnelt
Säule (Columella):		
Beschaffenheit .	konischer Buckel	vorspringend; schwammig
Aufbau	Vertikallamellen (+ Verlängerung der Primärsepten); Mittelblatt zuweilen vorhanden	Vertikallamellen (+ Verlängerung der Primärsepten); Mittelblatt zuweilen vorhanden
Außenmauer . . .	vorhanden	vorhanden
Innenmauer . . .	fehlt	fehlt
Variationsbreite:		
Kelchdurchmesser	ca. 4 cm!	ca. 2 cm (? > 2 cm!)
Artenanzahl . .	groß	groß

verwandtschaftlichen Beziehungen zueinander stehen, zumal da bereits im Paläozoikum die Einzelkorallen (Zaphrentiden!) in sehr großer Anzahl auftreten. Es erscheint mir keineswegs unmöglich, daß sich die Parasmiliaceen auch mit diesen in Verbindung bringen ließen.

Axophyllum E. u. H. 1850.

Von dieser kreiselförmigen Einzelkoralle kennt man bis jetzt nur 3 Arten. Die Außenmauer ist bedeckt mit einer vollständig entwickelten wulstigen Epithek. Die Endothek zeichnet sich in der peripheren Region durch ihre blasige

Tabelle V.

	Axophyllum E. u. H.	*Axosmilia* E. u. H.
Habitus (Wachstum)	kreiselförmige Einzelkoralle	kreiselförmige Einzelkoralle
Gestalt der Kelche	zylindrisch	zylindrisch
Epithek	vollständig entwickelt, mit Anwachsstreifen	vollständig entwickelt, m. queren Falten
Kelchdurchmesser .	bis 25 mm	bis 15 oder (? > 15 mm)
Kelchgliederung:		
Endothek . . .	zonenartige Anordnung	?
Böden	wohlentwickelt	?
Dissepimente . .	zahlreich vorhanden, blasig in der Randzone	nicht häufig
Septen:		
Anzahl	groß	ca. 3—4 Zyklen
Anordnung . .	kurze und lange	an Größe sehr verschieden
Beschaffenheit .	blattartig (lamellaires)	überragen die Epithek nicht
Säule:		
Beschaffenheit .	sehr dick; zylindrisch oder elliptisch	dick; vorspringend, wenig zusammengedrückt
Aufbau	aus gedrehten Lamellen gebildet	verschmolzen mit Septen mit Ausnahme des letzten Zyklus
Außenmauer . . .	vorhanden	vorhanden
Innenmauer . . .	deutlich entwickelt	fehlt (?)
Variationsbreite:		
Artenanzahl . .	3	3
Kelchdurchmesser	bis 25 mm	bis 15 oder (? > 15 mm)

Entwickelung aus. Eine deutliche Innenmauer zerlegt das Kelchinnere in die 3 schon früher erwähnten Zonen. Die Septen sind deutlich entwickelt und zerfallen in lange und kurze. Die sehr dicke, aus gedrehten Lamellen aufgebaute zylindrische oder elliptische Columella ist bezeichnend für diese Gattung.

Im Anschluß an diese paläozoische Einzelkoralle bringe ich hier die jurassische Gattung:

Axosmilia E. u. H.

Die Vertreter dieser Gattung stellen einfache, kreiselförmige Einzelkorallen dar. Die dicke Epithek überzieht die Mauer vollständig und fällt durch ihre quere Faltung auf. Der tiefe Kelch besitzt einen runden Querschnitt; in der Mitte desselben erhebt sich die dicke, vorspringende, seitlich etwas zusammengedrückte Säule. Die Septen vereinigen sich (mit Ausnahme der des letzten Zyklus) mit der Säule. Im Grunde des tiefen Kelches zählt man wenige Dissepimente.

Von der Gattung *Axophyllum* E. u. H. läßt sich vorläufig nur soviel sagen, daß sie in ihrem Habitus und der morphologischen Beschaffenheit der äußeren makroskopisch sichtbaren Skelettelemente eine gewisse Ähnlichkeit mit *Axosmilia* E. u. H. verrät. Da es mir aber bis jetzt weder möglich war, geeignetes Material zu bekommen, noch nähere Angaben über den inneren Aufbau in der Literatur zu finden, muß ich die Beantwortung dieser Frage einer späteren Zeit überlassen.

IV. Zusammenfassung.

In den vorliegenden Untersuchungen habe ich versucht, unabhängig von der heutigen Systematik, stammesgeschichtliche Verbindungen zwischen Korallen aus verschiedenen geologischen Zeiten herzustellen. Wenn es mir hierbei nur möglich war, zwischen zeitlich sehr entfernt stehenden Gruppen Beziehungen nachzuweisen, und namentlich Übergangsformen aus dem Mesozoikum schwer zu finden waren, so glaube ich dennoch diesen eigentümlichen Verknüpfungen einen gewissen Wert beimessen zu dürfen, wenigstens solange es nicht gelingt, andere Beziehungen zu den untersuchten Formen aufzudecken. Im folgenden bringe ich die einzelnen Ergebnisse meiner Untersuchungen:

Bei der Bewertung der Porosität als systematisches Trennungsmerkmal hat Ogilvie (22) zu enge Grenzen gezogen. Die Ergebnisse ihrer Forschungen berechtigen zu der Annahme,

daß der Porosität bei der Korallensystematik keine Bedeutung beizumessen ist. Sie tritt bei verschiedenen Gruppen zu verschiedenen Zeiten selbständig auf.

Nicht nur zwischen größeren Gruppen, sondern sogar zwischen einzelnen Arten aus verschiedenen geologischen Formationen lassen sich verwandtschaftliche Beziehungen nachweisen, die zu einer zwingenden Annahme paralleler Entwickelungsreihen berechtigen.

Bei der Gattung *Lithostrotion* FLEM. ist der Gattungsbegriff enger zu fassen, indem abweichend gebaute (d. h. buschige) Formen mit zylindrischen Kelchen, wie z. B. *L. junceum*, auszuschalten sind. Für diese verzweigten Stöcke verwende ich den Gattungsnamen *Siphonodendron* MC COY emend. GROSCH. Diese verzweigte Gruppe lebt in ähnlichen Gestalten in jüngeren Zeiten weiter.

Petalaxis und *Lithostrotion* sind so nahe verwandt, daß ich mit TRAUTSCHOLD (35) eine Vereinigung dieser beiden Gattungen befürworten muß. Die Gattungen *Pleurocora* und *Turbinaria* sind nahe Verwandte von *Lithostrotion-Petalaxis*.

Die Gattung *Conaxis* stellt eine nahe Verwandte von *Lonsdaleia* dar. Ihre rudimentäre, blasige Endothek beweist, daß sie eine primitive Form bildet.

Lonsdaleia floriformis und *Astroides calycularis* gehören einer Entwicklungsreihe an.

Unter den Trochosmiliaceen E. u. H. befinden sich die Nachkommen von *Clisiophyllum* DANA und *Axophyllum* E. u. H.

Wir kommen also auch bei diesen Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß den früheren systematischen Trennungsmerkmalen, insbesondere der Porosität, keine Bedeutung zukommt.

Verfolgt man die Entwickelung einzelner Skelettelemente habituell ähnlicher Formen aus verschiedenen Formationen, so ergibt sich die Tatsache, daß der allgemeine Wachstumshabitus und gewisse Teile des Skeletts (Säule, Aufbau und Anordnung der Septen, Variationsbreite usw.) eine auffallende Beständigkeit aufweisen.

Die einzigen Veränderungen, die man im Laufe der Entwickelung beobachtet, bestehen in sekundären Verschmelzungen oder Lockerungen des ursprünglich kompakten Skeletts. So sehen wir aus den aporösen *Lithostrotion-Petalaxis*-Arten des Carbons die porösen Pleurocoren und Turbinarien hervorgehen. *Lonsdaleia floriformis* finden wir in fast unveränderter Gestalt in der perforaten *Astroides calycularis* wieder.

Im vorhergegangenen haben wir versucht, die phylogenetischen Beziehungen der carbonischen Axophylliden zu jüngeren Formen nachzuweisen. In den meisten Fällen ist die Aufstellung paralleler Entwickelungsreihen das Ergebnis dieser Untersuchungen gewesen.

Diese Erscheinung steht aber keineswegs vereinzelt da, sie besitzt vielmehr allgemeine Gültigkeit.

Um dies zu erhärten, bringe ich hier ein Beispiel aus der Gruppe der Cyathophylliden.

V. Anhang.

Eine Gruppe der Cyathophylliden.

Die folgenden Untersuchungen wurden auf Grund einer Bemerkung ROEMERS (26, S. 340) unternommen. Es wird an dieser Stelle auf die habituelle Ähnlichkeit zwischen *Cyathophylloides fasciculus* DYB. und *Cladocora cespitosa* (L.) E. u. H. hingewiesen.

Cyathophyllum (Fascicularia) dragmoides DYB.

Zur Untersuchung dieser obersilurischen Koralle stand mir ein wohl entwickelter Stock von der Insel Gotland zur Verfügung. Durch vorsichtige Präparation mit der Nadel und Ätzen mit Kalilauge wurden die einzelnen Teile des Polypenstockes nach Möglichkeit freigelegt. Eine Anzahl selbstgefertigter Dünnschliffe gab Aufschluß über den inneren Aufbau des vorliegenden Objekts.

„Die Einzelpolypen sind stets zu einem Stock verbunden. Es sind lange, zylindrische, dicht nebeneinander stehende Sprossenpolypen, die mit ihrer Theka der ganzen Länge nach oder nur an einigen Stellen verwachsen sind oder durch einzelne wurzelförmige Thekalauswüchse verbunden sind. Sie wachsen entweder ganz gerade empor oder sind mehr oder weniger gebogen und strahlen zuweilen in verschiedenen Richtungen auseinander. Die Länge der Einzelpolypen ist zuweilen bis 6 cm, und sie erscheinen dann noch abgebrochen. Der Durchmesser beträgt 0,3—0,4 cm. Die Theka ist sehr zart, mit deutlichen gedrängt stehenden Anwachsringen, die zuweilen wulstartig anschwellen, und deutlichen Rippen bedeckt. Die Sprossung scheint fast nur, wie auch DYBOWSKI angibt, eine seitliche zu sein. An einigen Stellen scheint jedoch ein vorliegendes Stockbruchstück auch Kelchsprossung zu zeigen." (37)

Zur Ergänzung dieser von WEISSERMEL zitierten Diagnose ist noch zu bemerken, daß bei den weitaus meisten Kelchen eine deutlich abgegrenzte „Randzone“ zu beobachten ist, die wie ein flacher Ring die eigentliche Kelchhöhlung nach oben abschließt. Kelchsprossung konnte ich bei dem mir zur Bearbeitung vorliegenden Material nicht feststellen. Die Septen, deren ich 32 zählte, zerfallen in zwei Ordnungen, abwechselnd längere und kürzere. Die längeren erreichen die Mitte des Kelches und legen sich hier mit leichter Krümmung aneinander. Im Querschliff erscheinen die Septen im peripheren Teil des Kelches als wellen- bzw. zickzackförmige Linien. Das periphere Blasengewebe besteht aus zwei Reihen großer Blasen, die im Längsschnitt als nach oben konvexe abwärts gerichtete Linien erscheinen. Im zentralen Teil des Kelches zerteilen sich diese Blasen in einzelne Dissepimente. Durchgehende Böden sind verhältnismäßig selten. Im Querschliff erscheinen die nach außen konvexen Blasen entsprechend den beiden Blasenreihen des Längsschliffes in zwei konzentrischen Kreisen angeordnet.

Aus der rezenten Fauna schließe ich hier *Cladocora cespitosa* (L.) E. u. H. an.

Von dieser bekannten Mittelmeerkoralle dienten einige aus der zoologischen Station zu Neapel bezogene Stöcke als Untersuchungsmaterial. Dieselben wurden durch längeres Auskochen mit Kalilauge von allen Weichteilen befreit. Ferner fertigte ich einige Dünnschliffe an. HEIDER, der sich eingehend mit der Gattung *Cladocora* beschäftigt hat, beschreibt ihren Habitus mit folgenden Worten (13): „Innerhalb der großen Riffkorallenfamilie der Astraeiden zeichnet sich die Gattung *Cladocora* durch ihre verästelten, strauchförmigen Stöcke aus. Diese entstehen dadurch, daß die Knospen sich immer seitlich am Stammtiere entwickeln und frei neben demselben emporwachsen. Verwachsungen zweier oder mehrerer Zweige sind nicht normal und nur an Stöcken zu finden, wo eine üppige Knospenbildung stattgefunden hat, und die einzelnen Zweigenden dicht aneinander gedrängt wurden. Aber auch in diesem Falle geschieht die gegenseitige Verlötung ohne Absonderung eines Zwischengewebes (des sog. Coenenchyms).“ Von den beiden von HEIDER aufgestellten Gruppen der *Cladocora cespitosa* und *Cladocora astraearia* zeichnet sich die erstere durch das parallele Wachstum ihrer Zweige, eine geringere Anzahl von Septen und kleineren Kelchdurchmesser aus. Weitere makroskopisch auffällige Merkmale dieser Gruppe sind die wohlentwickelte und gleichmäßige Berippung der

einzelnen Zweige und die mehr oder weniger deutlich ausgeprägte „Randzone", die sich sehr scharf von dem vertieften Kelchinnern abhebt. Die Rippen zeichnen sich durch eine starke Körnelung aus. In dem runden bis ovalen Kelch (Durchmesser ca. 4 mm) bemerkt man zahlreiche (nach HEIDER 32—36) stark gekörnelte und gezähnte Septen. Dieselben überragen den Kelchrand nur wenig und sind meistens derart angeordnet, daß sich die kürzeren an ein größeres Septum anlehnen, ein Verhalten, das bei jüngeren Formen häufig eintritt (vgl. z. B. *Astroides calycularis!*). Da man wegen der leichten Zerbrechlichkeit des feinen Skeletts selten ein vollkommen intaktes Bild erhält, läßt es sich schwer sagen, ob diese Verschmelzung der Septen regelmäßig durchgeführt ist. Synaptikeln wurden mehrfach beobachtet. In der Mitte des Kelches vereinigen sich die Septalenden zu einem schwammigen, säulenartigen Gebilde, indem gegenüberliegende Septen zu mehr oder weniger gewundenen Lamellen verschmelzen. Im Längsschliff fand ich zahlreiche schief gestellte Dissepimente. Ihr Vorhandensein wurde auch in angebrochenen Stücken festgestellt. Vollständige Querscheidewände (tabulae) wurden nicht gefunden.

Unterzieht man nun die beiden eben näher beschriebenen Arten einem genaueren Vergleich, so muß man die überraschende Tatsache feststellen, daß diese zeitlich so entfernt stehenden Formen eine auffallende Ähnlichkeit und teilweise auch Übereinstimmung in der morphologischen Ausbildung nahezu aller Skelettelemente besitzen. Beiden Arten ist ein äußerst charakteristisches Wachstum gemeinsam. Ein Vergleich der beiden Zeichnungen Fig. 9 u. 10 zeigt auf das deutlichste, daß hier kaum eine habituelle Verschiedenheit vorliegt. Die dünne, oft wulstige Epithek, die gleichmäßige Berippung, die fast gleiche Größe des Kelchdurchmessers verraten schon bei oberflächlicher Betrachtung eine merkwürdige Übereinstimmung. Aber auch bei der Untersuchung im Dünnschliff gelangt man zu gleichen Ergebnissen. Wenn sich auch die Zahl der Septen bei dem jüngeren Nachkommen um einige vermehrt, die Anordnung in zwei an Größe alternierende Zyklen bleibt dieselbe. Die Erscheinung, daß sich bei der jüngeren Art die kürzeren Septen an die längeren anlehnen bzw. mit ihnen verschmelzen, ist ein bekanntes und häufiges Verhalten jüngerer Korallen der verschiedensten Gruppen und dürfte daher kaum in negativem Sinne gedeutet werden. Wenn wir hier überhaupt von im Laufe der Zeit entstandenen Veränderungen reden dürfen, so wird es sich fast ausschließlich um eine mehr oder weniger



5/4

Fig. 9.

Cyathophyllum dragmoides Dyb.

Obersilur von Gotland. — Original in Freiburg i. Br.

Typische laterale Sprossung. Die Berippung und die „Randzone" treten deutlich hervor.



5/4

Fig. 10.

Cladocora cespitosa (L.) M. Edw. u. H.

Verzweigter Stock aus dem Golf von Neapel. — Original in Bonn.

Die gleichmäßige Berippung, die seitliche Sprossung und die „Randzone" sind in gleicher Weise wie bei Fig. 9 deutlich zu erkennen.

ausgesprochene Neigung zu lockerem Wachstum, verbunden mit sekundären Verschmelzungen, handeln. Als Beispiel hierfür erwähne ich hier die Bildung der „Säule“ bei *Cladocora cespitosa*, von der HEIDER (13) schreibt: „Im Kelchgrunde vereinigen sich die meisten, zum Teil auch die Sklerosepten jüngster Ordnung zur Columella, welche bei *Cladocora* wenig ausgebildet ist und einen Komplex rundlicher, niedriger Höcker mit kompakter, fein granulierter Oberfläche darstellt. Bei *Cladocora* rechtfertigt also dieser Teil des Kalkskeletts seinen Namen nicht, da er den tiefsten Punkt des Kelches bildet. Deutlicher wird die Columella an Längsschliffen, welche zeigen, daß sie in Form einer von zahlreichen Kanälen und Buchten durchbrochenen Säule die Achse des ganzen Polypars durchzieht.“ Meiner Ansicht nach liegt schon in dem Verhalten der Septalenden bei *Cyathophyllum dragmoides* eine Wachstumsrichtung vor, die leicht zu weiteren Verschmelzungen führen

Tabelle VI.

	Cyathophyllum dragmoides DYB.	*Cladocora cespitosa* (L.) E. u. H.
Habitus (Wachstum)	buschig	buschig
Gestalt der Kelche .	rund, oval	rund-oval
Epithek	dünn, runzelig	dünn, runzelig
Vermehrung . . .	seitliche Knospung	seitliche Knospung
Kelchdurchmesser .	3—4 mm	ca. 4 mm
Kelchgliederung:		
Endothek . . .	blasig	—
Böden (tabulae) .	vereinzelt	fehlen
Dissepimente (Teilböden)	zahlreich	häufig
Septen:		
Anzahl	30—32	32—36
Anordnung . .	2 Zyklen	2 Zyklen
Beschaffenheit .	dünn	dünn, an den Seiten gekörnelt
Rippen	zahlreich und gleichmäßig entwickelt	zahlreich und gleichmäßig entwickelt
Säule (Columella) .	fehlt	schwammiges Gebilde, entstanden durch Septenverlötung
Außenmauer . . .	vorhanden	vorhanden
Innenmauer . . .	fehlt	fehlt

könnte. Die zahlreichen Dissepimente treffen wir ebenfalls bei beiden Arten wieder. Zur besseren Übersicht bringe ich auch hier eine zusammenfassende Tabelle, in der die verschiedenen Skelettelemente ihrer Beschaffenheit und Größe nach nebeneinander gestellt sind.

Cyathophylloides fasciculus Dyb.

Im äußeren Habitus gleicht diese untersilurische Form sehr dem obersilurischen *Cyathophyllum dragmoides* Dyb. Die zylindrischen, etwas gekrümmten Zellen (Durchmesser 5 mm!) sind zu rasenförmigen Bündeln vereinigt und auf der Oberfläche mit feinen Streifen überzogen. Häufig beobachtet man seitliche Fortsätze, die die einzelnen Zellen verbinden. Von den abwechselnd längeren und kürzeren Septen (Anzahl 40 bis 50) erreichen die ersteren die Mitte des Kelches. Das

Tabelle VII.

	Cyathophylloides fasciculus Dyb.	*Cladocora astraearia*
Habitus (Wachstum)	bündelförmig mit Querfortsätzen	kugelförmige Ausbreitung der buschigen Stöcke; Querrunzeln!
Gestalt der Kelche .	zylindrisch	zylindrisch
Epithek	dünn, runzelig; Querrunzeln!	dünn, runzelig; Querrunzeln!
Vermehrung . . .	laterale Sprossung	laterale Sprossung
Kelchdurchmesser .	5 mm!	ca. 5 mm!
Kelchgliederung:		
Endothek . . .	einfach entwickelt	—
Böden	flach glockenförmig	fehlen
Dissepimente . .	vereinzelte Blasen im peripheren Teil	—
Septen:		
Anzahl	40–50!	40–48!
Anordnung . .	2 Zyklen	2 Zyklen
Beschaffenheit .	dünn	dünn, an den Seiten gekörnelt
Rippen	feine Streifung an der Oberfläche	zahlreich und gleichmäßig entwickelt
Außenmauer . . .	vorhanden	vorhanden
Innenmauer . . .	fehlt	fehlt

Innere der Kelchhöhlung wird von sehr regelmäßigen, flach gewölbten Böden erfüllt. In der Nähe des Kelchrandes bemerkt man spärliche Dissepimente zwischen den Septen. Die Vermehrung erfolgt durch laterale Sprossung.

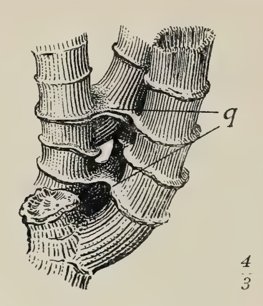


Fig. 11.
Cladocora astraearia Heider. — Original in Bonn.
Recent-Triest.
Vier Zweige durch Querwülste (*q*) verbunden.

Mit *Cladocora astraearia* stimmt diese Art überein in der Größe des Kelchdurchmessers und der Anzahl der Septen. Die einfachen Böden sind für die untersilurische Form bezeichnend und dürften sich ähnlich wie bei *Cyathophyllum dragmoides* im Laufe der Zeit entwickelt haben. Als ein atavistisches Merkmal erwähne ich hier noch das Auftreten von Querwülsten (collerettes) bei *Cladocora astraearia* (vgl. Fig. 11).

VI. Literaturverzeichnis.

1. Catalogue of the Madreporian corals in the British Museum. II. Genus Turbinaria and Astraeopora by H. Bernard.
2. Becker und Milaschewitsch: Die Korallen der Nattheimer Schichten. Palaeontographica XXI.
3. Böse und Vigier: Über die Anwendung von Ätzkali beim Präparieren von Versteinerungen. Centralbl. Min. 1907, S. 305.
4. Claus, C.: Grundzüge der Zoologie. Marburg und Leipzig 1876.
5. Delage u. Hérouard: Traité de Zoologie concrète. Paris 1879.
6. Dybowski, W. N.: Monographie der Zoantharia Rugosa usw. Arch. für Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands V. 1874.
7. M. Edwards und J. Haime: Recherches sur la structure et la classification des Polypiers recents et fossiles. An. d. Sciences nat. IX—XI, 1848/49.
8. — Histoire naturelle des coralliaires. 3 Bde. mit Atlas. Paris 1857—60.

9. M. Edwards und J. Haime: Monograph of the British fossil corals. Pal. Soc. 1849—64.
10. — Monographie des polypiers fossiles des terrains paléozoiques. Arch. du Museum V. Paris 1851.
11. Felix, J.: Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ost-Galiziens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **58**, 1906, S. 38.
12. Frech, F.: Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **37**, 1885, S. 21.
13. Heider, A. v.: Die Gattung *Cladocora* Ehrenb. Sitz-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien, Dez. 1881.
14. Henning, A.: Faunan i skånes yngre krita. III Korallerna. Bihang till K. svenska vet. akad. handlingar XXIV, Afd. 4, Nr 8.
15. Klunzinger: Die Koralltiere des Rothen Meeres. Berlin 1877—1880.
16. Koby: Monographie des Polypiers jurassiques de la Suisse. Abh. Schweiz. paläont. Ges. VII—XVI, 1880—1890; XXI, 1895.
17. Koch, G. v.: Die ungeschlechtliche Vermehrung der paläozoischen Korallen. Palaeontographica XXIX, 1883.
18. — Morphologische Bedeutung des Korallenskeletts. Biolog. Zentralblatt II, 19, 1893.
19. — Das Skelett der Steinkorallen. Festschrift für C. Gegenbaur 1896, S. 261, 262.
20. — Über die Entwickelung des Kalkskeletts von *Astroides calycularis* und dessen morphologische Bedeutung. Mitt. Zool. St. Neapel 1882, S. 284.
21. Meyer, G.: Rugose Korallen als ost- und westpreuß. Diluvialgeschiebe. Schrift. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg 1881, S. 97.
22. Ogilvie, M.: Microscopic and systematic study of Madreporian types of corals. Philos. Trans. R. Soc. London 1896, Bd. **187**.
23. — Die Korallen der Stramberger Schichten. Abh. a. d. pal. Mus. d. bayr. St. 1896.
24. Ortmann, A.: Beobachtungen an Steinkorallen von der Südküste Ceylons. Zool. Jahrbuch IV.
25. Reuss: Die foss. Korallen des österr.-ung. Miocäns. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. **31**, Wien 1872.
26. Roemer-Frech: Lethaea geognostica, I. Teil. Stuttgart 1880.
27. Rominger: Palaeontology of the Corals. Geol. Survey of Michigan. Lower penninsula II. New York 1876.
28. Steinmann, G.: Einführung in die Paläontologie. 2. Aufl. Leipzig 1907.
29. Struve, A.: Ein Beitrag zur Kenntnis des festen Gerüstes der Steinkorallen. Verh. russ. Kaiserl. Min. Ges. (2) XXV. St. Petersburg 1877.
30. Stuckenberg, A.: Korallen und Bryozoen der Steinkohlenablagerungen des Ural und des Timan. Mém. d. com. géol. X, Nr 3. St. Petersburg 1895.
31. Thomson, J., und Nicholson, H. A.: Contributions to the study of the chief generic types of the palaeozoic corals. Ann. and Mag. of. nat. hist. (4) XVI—XVIII, 1875—1876.
32. Thomson, J.: On the genus *Lithostrotion*. Phil. Soc. Glasgow 1887.
33. — On the development and generic relation of the corals of the carboniferous system of Scotland. Ebenda 1883.
34. — A new family of Rugose Corals and description of the genera *Cyclophyllum*, *Aulophyllum* and *Clisiophyllum*. Ebenda 1882.
35. Trautschold, H.: Die Kalkbrüche von Mjatschkowa 1874.

36. VOLZ, W.: Zur Geologie von Sumatra. Anh. II. Einige neue Foraminiferen und Korallen sowie Hydrokorallen aus dem Oberkarbon Sumatras. Geol.-pal. Abh., N. Folge VI. 2. Jena 1904.
37. WEISSERMEL, W.: Die Korallen der Silurgeschiebe Ostpreußens und des östlichen Westpreußens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **46**, 1894, S. 580.
38. ZITTEL, K. A : Handbuch der Paläontologie. 1876—1880.

Manuskript eingegangen am 1. März 1908.]

2. Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky.

Von Herrn Kurt Pietzsch in Leipzig.

Hierzu Tafel II und 6 Textfiguren.

Inhalts-Übersicht.

Seite

Einleitung 36
Begrenzung des Untersuchungsgebietes 38
Geographische Übersicht 38
Historisches über die geologischen Verhältnisse 39

I. Das Silur 41
A. Das Untersilur 42
a) Der Quarzit des Untersilurs 42
1. Der Quarzit der Dubrau 42
2. Der Quarzit des Caminaberges 46
b) Die Schiefer des Untersilurs 47
B. Das Obersilur 48
a) Die kieseligen Schiefer und Hornsteinschichten . . 49
b) Der untere Graptolithenhorizont 51
1. Petrographischer Aufbau 52
2. Verbreitung 55
3. Fauna 57
α) Radiolaria 58
β) Graptolithidae 59
γ) Conodonta 66
δ) Orthoceratidae 68
4. Altersbestimmung der Schichtengruppe . . . 68
c) Die obersilurischen Kalksteine und Tonschiefer . . 70
d) Obersilurische Diabase 75
e) Der obere Graptolithenhorizont 77
Aufbau des Lausitzer Silurs und Vergleich mit anderen Silurarealen 77

II. Der Culm 81
1. Gesteinsbeschaffenheit und Lagerungsform 82
A. Die Konglomerate 82
B. Die Grauwacken 85
C. Der Culmkalk 89
2. Verbandsverhältnisse und Zonengliederung 90
3. Tektonik des Culms 92
4. Altersbestimmung 94

III. Der Granit 97
1. Der Lausitzer Granitit (Biotitgranit) 98
2. Der Königshainer Stockgranit 99
3. Der Hornblendegranitit von Wiesa 100

Seite

IV. Der Kontakthof 102
V. Quarzgänge und damit verbundene Erzvorkommnisse 107
VI. Die in der Grauwackenformation aufsetzenden Porphyrgesteine des Rotliegenden 110
1. Der Quarzporphyr 110
2. Der Hornblendeporphyrit 111
3. Der Quarzglimmerporphyrit 112
VII. Die miocäne Braunkohlenformation 114
VIII. Basalte 117
1. Der Feldspatbasalt von Sproitz 119
2. Der Feldspatglasbasalt vom Seer Wald 120
3. Der Feldspatbasalt von Siebenhufen 121
IX. Das Diluvium 122
1. Der Geschiebelehm 123
2. Die altdiluvialen Sande, Kiese und Schotter der Hochflächen 124
3. Die Schotter der oberen Terrasse des Neißetales . . . 125
4. Die jungdiluviale Deckschicht 127
a) Der Löß 128
b) Der Lößlehm 128
c) Der Decksand 129
5. Das Taldiluvium 130
X. Das Alluvium 131
Allgemeine Ergebnisse 132

Einleitung.

Durch den ganzen nördlichen Teil des Königreichs Sachsen[1]), also auch durch die gesamte sächsische Lausitz, läßt sich von Westen her bis in die Gegend von Weißenberg in der Oberlausitz eine Zone von altpaläozoischen Grauwacken verfolgen, die z. T. in den Kontaktbereich des Lausitzer Granites fällt. Überschreitet man in der Oberlausitz die sächsisch-preußische Grenze, so bietet sich auf einem relativ schmalen Streifen, etwa von Königswartha an bis in die Görlitzer Gegend, eine viel mannigfaltigere Ausbildung dieser Grauwackenformation dar als innerhalb deren ganzen sächsischen Anteils, wo sie auf große Strecken äußerst einförmig aufgebaut und von Fossilien vollkommen frei ist.

Da dieses Oberlausitzer Grauwackengebiet zwischen Spree und Neiße infolge der hier ausgesprochenen Gliederung seines Altpalaeozoicums in mehrere Formationen und Stufen für die richtige Beurteilung auch des westlicheren Abschnittes der

[1]) Vergl. die geol. Übersichtskarte des Kgr. Sachsen, bearbeitet von H. Credner, Leipzig 1908.

„nordsächsischen Grauwackenformation" wichtige Aufschlüsse zu geben versprach, hatten die sächsischen Geologen von jeher besonderes Interesse für eine exakte Bearbeitung dieses Areales, welches politisch zwar nicht mehr zum Königreich Sachsen gehört, allen seinen geologischen Verhältnissen nach aber aufs engste mit ihm verknüpft ist. Aus diesem Grunde unternahm der Mitarbeiter der Kgl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, Herr Prof. Weise-Plauen, im Jahre 1891 eine Reihe von Orientierungsbegehungen zwischen Görlitz und Weißenberg und lieferte dann die von ihm seinen Exkursionen zugrunde gelegten und hierbei mit skizzenhaften geologischen Eintragungen versehenen Karten bei der Direktion der genannten Anstalt ein. Da sich Herr Prof. Weise infolge anderer Arbeiten weiterhin nicht mit der spezielleren Verfolgung seiner vorläufigen Resultate befassen konnte, dieses aber für die Beurteilung der dortigen geologischen Verhältnisse und die der anliegenden sächsischen Areale von Wichtigkeit erschien, beschloß ich im Jahre 1906, mich der Bearbeitung dieses Oberlausitzer Grauwackenareales zu unterziehen, für welchen Zweck mir Herr Geheimer Rat Professor Dr. Credner im Einverständnis mit Herrn Professor Weise die oben erwähnten Kartenskizzen überließ.

Noch im Sommer desselben Jahres machte ich mich dann zunächst mit der Ausbildung des vogtländisch-ostthüringischen Palaeozoicums näher bekannt, welche als Grundlage beim Vergleich mit gewissen Komplexen der Lausitz zu dienen vermochte, und orientierte mich im Laufe der folgenden Zeit im westlichen Teile des nordsächsischen Grauwackengebietes. Im Herbst 1906 und im Jahre 1907 widmete ich mich meinem eigentlichen Arbeitsgebiet in der Oberlausitz.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Geheimen Rat Professor Dr. H. Credner für die Anregung zu dieser Arbeit, wie auch für die mannigfache Förderung und Unterstützung, die er mir sowohl im Arbeitszimmer wie im Feld durch Rat und Tat unablässig angedeihen ließ, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Herrn Professor Weise in Plauen i. V. bin ich für die Unterstützung, die mir durch seine geologischen Kartenskizzen zuteil ward, sowie für die Anleitung zu meinen Exkursionen im Vogtland ebenfalls zu großem Danke verpflichtet, desgleichen Herrn Dr. H. v. Rabenau in Görlitz für die zeitweilige Überlassung einer größeren Anzahl von Sammlungsstücken aus dem Museum der Görlitzer Naturforschenden Gesellschaft.

Das zur Untersuchung gelangte Gebiet erstreckt sich ungefähr vom westlichen Gelände der Spree nach Osten zu bis

etwas über die Neiße hinüber, jedoch wurde der schmale Streifen westlich von Weißenberg, welcher größtenteils bereits von der sächsischen geologischen Spezialkarte gedeckt wird, nur bezüglich des Altpalaeozoicums genauer berücksichtigt. Das meiner persönlichen Bearbeitung anheimgefallene Gebiet von etwa 300 qkm Größe umfaßt somit im wesentlichen das Areal der Meßtischblätter Niesky, Horka, Görlitz und kleinere Teile der Blätter Mücka, Penzig und Lichtenberg der topogr. Karte von Preußen im Maßstabe 1 : 25000. In Ermangelung eines geläufigen Landschaftsnamens für dieses Territorium wird es im folgenden öfters als Görlitzer Grauwackengebiet bezeichnet werden.

Da die zu bewältigende Hauptaufgabe in der Bearbeitung des altpaläozoischen Grundgebirges dieses Landstriches erblickt wurde, ergab sich die Begrenzung des letzteren, abgesehen von seiner westlichen Grenze, aus der oberflächlichen Verbreitung der Grauwackenformation. Nach Süden zu bildet daher im wesentlichen der Lausitzer Granit die Grenze, jedoch gelangt von diesem, schon wegen seiner kontaktmetamorphischen Einwirkung auf die altpaläozoischen Schichtgesteine, noch ein schmaler Streifen mit zur Beschreibung. Nach Norden zu setzen die Talsandmassen eines in ost-westlicher Richtung nördlich von Niesky verlaufenden diluvialen Urstromtales, des Oder-Elbe-Quertales, der oberflächlichen Verbreitung des Altpalaeozoicums eine Schranke, während letzteres nach Osten zu nicht weit jenseits der Neiße auf eine große Strecke hin unter die dort mächtig werdenden Gebilde der Braunkohlenformation und des Diluviums untertaucht.

Die Grauwackenformation besitzt ihre höchsten Erhebungen und markantesten Bergformen in dem westlichen Teile des oben abgegrenzten Gebietes, und zwar sind es dort die doppelgipfelige Dubrau (307,2 m) bei Groß-Radisch, die ihren Steilabsturz dem nördlich vorgelagerten Tieflande (durchschnittlich 145 m Meereshöhe) zukehrt, ferner etwas nordöstlich davon der verhältnismäßig steile Rücken des Gemeindeberges (222,1 m) bei Collm. Östlich von diesen Bergen erstreckt sich von Niesky bis Görlitz ein flachwelliges Hügelland, in dem nur wenige Höhen, wie der Heideberg (249,7 m) und der Geiersberg (264,5 m), zu landschaftlicher Bedeutung gelangen. In der Görlitzer Umgebung selbst hingegen fesselt vor allem die etwa 180 m über das umgebende Granitterritorium aufsteigende Basaltkuppe der Landeskrone (419,5 m) durch ihre steile Glockenform das Auge des Wanderers. Im Westen von Görlitz erheben sich die granitischen Königshainer Berge (Hochstein

405,9 m, Scheffelstein 381,5 m, Totenstein u. a.), von denen aus das bearbeitete Gebiet sich am besten überschauen läßt. Während sich von hier aus nach Süden zu die typische Granitlandschaft des Lausitzer Berglandes mit ihren charakteristisch gerundeten Formen dem Blicke darbietet, breitet sich im Norden der bewaldeten Abhänge der Königshainer Berge der durch rasch wechselnde Oberflächengestaltung gekennzeichnete, von SO nach NW sich erstreckende Grauwackenzug aus, jenseits dessen sich das Auge noch weiter nach Norden zu über ein einförmiges, ebenes Tiefland, die Niederlausitz, in unabsehbare Fernen verliert. Das Untersuchungsgebiet bildet somit eine Übergangszone vom Bergland der Oberlausitz nach dem Niederlausitzer Tieflande.

Die größeren Flüsse, wie die Neiße, der Weiße und der Schwarze Schöps und das Löbauer Wasser, durchqueren das Untersuchungsgebiet in süd-nördlicher Richtung, durchschneiden also die Grauwackenformation ungefähr senkrecht zu ihrem Hauptstreichen. Es ist bemerkenswert, daß diese Flüsse die kontaktmetamorphe Umgrenzung des Granites in steilen und tiefen Tälern durchströmen (Neiße bei Görlitz, Weißer Schöps zwischen Ebersbach und Rengersdorf, Löbauer Wasser bei Weißenberg), während im Granitgebiete ihre Talböschungen flacher sind, und im Areale der unveränderten Grauwacke ihre Täler sich rasch erweitern, bis dann die Flüsse in breiten Auen und mit trägem Laufe in das Tiefland eintreten.

Die ersten ausführlichen Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Görlitzer Grauwackengebietes geben Charpentier in seiner „Mineralogischen Geographie der Chursächsischen Lande“ (Leipzig 1778) und Leske in seiner „Reise durch Sachsen“ (Leipzig 1785). Doch erst B. Cotta behandelt in dem dritten Heft der Erläuterungen zu der von C. F. Naumann herausgegebenen „Geognostischen Charte des Königreiches Sachsen“ (2. Auflage 1845) das Görlitzer Gebiet im Zusammenhang mit der übrigen Lausitz und grenzt die von ihm unterschiedenen einzelnen Formationen und die verschiedenalterigen Eruptivgesteine schärfer von einander ab. Die „Grauwackenformation“, deren Alter er nicht genauer zu fixieren vermag, beschreibt er nach ihren Gesteins- und Lagerungsverhältnissen. Bezüglich des jetzt als kontaktmetamorphe Grauwacke erkannten „Weißenberger Gneises“ hält er die „Hypothese einiger Geologen, Gneis sei durch Einwirkung granitischer Gesteine auf Grauwackenschiefer entstanden“, für sehr gewagt, weil es ihm sehr schwierig scheint, „die gleichmäßige Umwandlung durch die ganze Masse des Gneises hindurch“ zu erklären.

Im Jahre 1856 unternahm dann Professor Dr. E. F. Glocker aus Breslau im Auftrag der Naturforschenden Gesellschaft in Görlitz eine geologische Untersuchung des Oberlausitzer Gebietes. Die Ergebnisse derselben veröffentlichte er 1857 in den von obengenannter Gesellschaft herausgegebenen Abhandlungen unter dem Titel: „Geognostische Beschreibung der preußischen Oberlausitz". Glocker hat das Verdienst, als erster in dem Lausitzer Altpalaeozoicum Fossilien aufgefunden zu haben, indem er im Kieselschiefer des Bansberges bei Horscha unweit Niesky Graptolithen entdeckte. Auf Grund dieses Fundes glaubte er, die Oberlausitzer Grauwackenablagerungen in die „untere Abteilung der silurischen Formation" stellen zu müssen[1]), vermochte jedoch eine Gliederung der Gesamtheit dieser Grauwackenformation in einzelne Horizonte nicht durchzuführen. Wenn auch Glockers Anschauungen heute vielfach veraltet und wesentlich überholt sind, z. B. seine Darstellung des Tertiärs und des Diluviums, so ist doch sein Werk für die geologische Erforschung der Oberlausitz von großem Werte und hat außerordentlich anregend gewirkt, indem es anderen Lausitzer Geologen in kürzerem Zeitraum Veranlassung zur Publikation von Nachträgen gab, die in den Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Görlitz erschienen, und in denen u. a. eine größere Zahl neuer Graptolithenfunde mitgeteilt wurde. Von besonderer Wichtigkeit ist aus dieser Zeit die Auffindung von Linguliden in dem Quarzit der Hohen Dubrau bei Groß-Radisch nördlich von Weißenberg. H. B. Geinitz identifizierte diese Fossilien mit der *Lingula Rouaulti* Salt. aus dem englischen Untersilur[2]). Abgesehen von den benachbarten Vorkommnissen von Graptolithen, war namentlich dieser Fund die Veranlassung, von nun an die gesamte Lausitzer Grauwackenformation als silurisch, und zwar größtenteils als untersilurisch, anzusprechen. Diese Auffassung vertrat auch die Sächsische Geologische Landesanstalt, welche Ende der 80er und Anfang der 90er Jahre die sächsische Lausitz bearbeitete. Auch die schlesische Grauwackenformation im Westen der Neiße zieht G. Gürich[3]) durchweg zum Silur.

Im Jahre 1891 erkannte nun zwar der Mitarbeiter der Geologischen Landesanstalt von Sachsen, E. Weise, durch Vergleiche mit den ihm genau bekannten Gesteinskomplexen des

---

[1]) Glocker, Geogn. Beschr. der preuß. Oberlausitz, Görlitz 1857, S. 150.

[2]) Sitz.-Bericht d. Isis, Dresden 1872, S. 127.

[3]) Gürich, Erl. z. d. geolog. Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890, S. 40.

Vogtlandes einen großen Teil der bisher für silurisch gehaltenen Lausitzer Grauwacken als culmisch, eine Auffassung, der sich CREDNER in seiner geologischen Übersichtskarte von Sachsen anschloß; aber erst den Untersuchungen des Verfassers gelang es, den silurischen und den culmischen Teil der Görlitzer Grauwackenformation scharf voneinander abzutrennen und die Gliederung beider in einzelne Horizonte durchzuführen.

Nach den von uns gewonnenen jüngsten Resultaten beteiligen sich an dem geologischen Aufbau des oben abgegrenzten Gebietes:

I. Das Silur.
II. Der Culm.
III. Der Granit.
IV. Der Kontakthof des Granites.
V. Quarzgänge und damit verbundene Erzvorkommnisse.
VI. Die in der Grauwackenformation aufsetzenden Porphyrgesteine des Rotliegenden.
VII. Die miocäne Braunkohlenformation.
VIII. Basalte.
IX. Das Diluvium.
X. Das Alluvium.

I. Das Silur.

Das Silur ist die älteste der im Görlitzer Grauwackengebiet vertretenen paläozoischen Formationen und besitzt eine große räumliche Verbreitung, wenn man ihm auch nicht alle altpaläozoischen Ablagerungen des Untersuchungsgebietes zurechnen darf, wie man es bisher irrtümlicherweise getan hat. Es ist in seinen beiden Hauptabteilungen ziemlich mannigfaltig entwickelt. Als Vertreter des Untersilurs sind Quarzite und quarzitische Schiefer ausgebildet, während sich das Obersilur vorwiegend aus Kieselschiefern, Tonschiefern, Kalksteinen, Diabasen und Diabastuffen aufbaut.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Silurs liegt nordöstlich einer Linie, die man von Hennersdorf nördlich von Görlitz über Nieder-Ludwigsdorf, Rengersdorf, Ullersdorf und Jänkendorf nach Sproitz und weiter nach Horscha zu ziehen kann. In diesem ganzen Bezirke treten neben den silurischen keinerlei andere altpaläozoische Schichtgesteine auf. Dagegen besitzt das Schwemmland, namentlich das Diluvium, hier überall eine oft beträchtliche Mächtigkeit und verhüllt den anstehenden

Fels meist völlig, so daß man vielfach nur durch Lesesteine unsichere Auskunft über die Untergrundverhältnisse erhält. Je weiter man nach Norden geht, desto mächtiger werden die Schwemmlandbildungen, bis schließlich die Talsande des alten Oder-Elbe-Quertales das Verbreitungsgebiet silurischer und überhaupt paläozoischer Gesteine nach Norden zu oberflächlich begrenzen.

Getrennt von diesem großen einheitlichen Silurareale ragt mitten aus echten culmischen Bildungen die mächtige Klippe des untersilurischen Dubrau-Quarzits empor. Ähnliches ist auch mit dem ebenfalls untersilurischen Quarzit des Caminaberges nördlich von Bautzen und dem obersilurischen Kieselschiefer des Eichberges bei Weißig unweit Königswartha der Fall, die beide als kleine vereinzelte Inseln aus mächtigen Schwemmlandmassen auftauchen.

A. Das Untersilur.

Das Untersilur des Untersuchungsgebietes setzt sich zusammen aus:

a) Quarziten,

b) quarzitischen Schiefern und Tonschiefern.

a) Der Quarzit des Untersilurs.

Wegen des beträchtlichen Widerstandes, den der Quarzit der Verwitterung entgegensetzt, hebt sich derselbe auch im Lausitzer Landschaftsbilde scharf ab. Er baut im Südwesten von Niesky das Dubraugebirge auf und tritt noch weiter im Westen im Caminaberg aus der dortigen allgemeinen Tertiär- und Quartärdecke wieder an die Oberfläche.

1. Der Quarzit der Dubrau.

Der Quarzit des Dubraugebirges ist durch mehrere kleine Brüche aufgeschlossen und ragt an verschiedenen Stellen auch in scharf vorspringenden Felsen aus dem oft mit einer dichten Vegetationsdecke überzogenen Waldboden hervor.

Der Dubrau-Quarzit besitzt meist eine fast weiße Farbe, die aber stellenweise in Grau oder Rötlichgrau übergeht. Da das Gestein äußerst feinkörnig ist, kann man erst u. d. M. erkennen, daß es zum größten Teile aus kleinen Quarzfragmenten besteht, welche alle unregelmäßige, splitterige Begrenzungen aufweisen und gewöhnlich von randlich scharf absetzenden Zügen und Wolken von Gasporen und Flüssigkeitseinschlüssen mit oft beweglichen Libellen durchschwärmt werden. Diesen

klastischen Quarzkörnchen gesellen sich nur sehr wenig Fragmente von Kieselschiefer und Tonschiefer zu. Auch Turmalinbröckchen, helle Glimmerschüppchen, Rutilkörnchen, kleine, oft noch Krystallform zeigende Zirkone und meist braun zersetzte Erzkörnchen kommen in sehr geringer Menge vor. Feldspatige Gemengteile konnten nicht angetroffen werden. Die erwähnten Mineralsplitter, deren Dimensionen bis zu durchschnittlich 0,5 mm Größe anwachsen können, liegen in einem aus feinstem Quarzstaub, tonigen und glimmerigen Bestandteilen gebildeten Cement.

Bisweilen tritt das letztere sehr zurück, und dann legen sich die einzelnen Quarzkörnchen unmittelbar aneinander, so daß das Gestein einen mehr zuckerkörnigen Habitus annimmt, wie in den Felsen, die am Nordost-Abhang des Monumentenberges im Walde hervorragen.

Der Dubrau-Quarzit ist überall in zentimeter- bis dezimeterdicke Platten abgesondert, die aber leicht quer durchbrechen und schon deshalb zu Bauzwecken wenig Verwendung finden. Obwohl derselbe in frischem Zustande außerordentlich zäh und hart ist, wird er doch beim Anwittern mürbe und zerfällt schließlich zu einem staubfeinen Quarzsand, wie er die Felder nördlich von Groß-Radisch bedeckt, auch lokal durch den Wind dünenartig angehäuft und durch Wasserrisse und kleine Gruben aufgeschlossen ist.

Eine etwas abweichende Ausbildungsweise des Quarzits ist in einem Steinbruch bei Sgn. 194,5[1]) westlich von Ober-Prauske aufgeschlossen und wurde schon von G. Klemm in der Erläuterung zu Sektion Baruth der sächs. geol. Spezialkarte S. 5 beschrieben. Das an dem genannten Orte anstehende, ebenfalls plattig abgesonderte quarzitische Gestein hat eine mehr schmutziggraugelbe Farbe und ist etwas grobkörniger als der normale Dubrau-Quarzit. Doch erlangt es durch reichliches Kieselcement ebenfalls eine große Festigkeit. Lokal geht es in eine Art quarzitisches Konglomerat über, dessen Gerölle jedoch Erbsengröße kaum übersteigen und gleichfalls vorwiegend aus Quarz bestehen, dem sich aber hier etwas reichlicher Kieselschiefer- und Hornsteinfragmente zugesellen.

Dem Untersilur der Dubrau müssen auch die namentlich in der Gegend von Weigersdorf, Prauske und Radisch als Lesesteine zahlreich vorkommenden Blöcke eines quarzitischen

---

[1]) Alle mit Sgn. bezeichneten Höhenangaben beziehen sich auf die geol. Spezialkarte des Kgr. Sachsen resp. auf die topographische Karte (im Maßstab 1 : 25000) des Kgr. Preußen.

Konglomerats zugerechnet werden, das in völlig gleicher Beschaffenheit anstehend nicht beobachtet werden kann, welches aber dem oben beschriebenen Prausker quarzitischen Konglomerat sehr ähnlich ist. Durch verschieden reichliche Beimengung von Eisenoxydpigment schwankt seine Färbung sehr. Infolge der durch kieseliges Cement erwirkten großen Festigkeit zeigen die Blöcke und Bruchstücke dieses Konglomerats oft ausgezeichnete Windpolitur und sind mit dieser sekundären Ausbildungsweise ihrer Oberfläche an den genannten Orten reichlich in der Steinsohle der diluvialen Deckschicht anzutreffen.

Ebenso findet man besonders in der Nähe von Weigersdorf und an anderen Stellen des Dubraugebirges, z. B. im Necherner und Daubaner Forst, lokal reichlich Lesesteine von Quarziten, die ihrer Mineralzusammensetzung nach mit dem normalen Dubrau-Quarzit übereinstimmen, die aber nicht mehr dessen reine weiße Farbe besitzen, sondern die verschiedensten Färbungen, von Violett und Rot bis Braun und Gelb, aufweisen können. Wie manche derartige Stücke erkennen lassen, ist diese Färbung keine primäre; vielmehr dürfte auf Spältchen und Schichtfugen von außen her eine Imprägnation des Gesteins mit Roteisen stattgefunden haben, infolge deren die Quarzite die bunten Farbtöne erlangten, bei welcher aber mitunter noch weiße Kerne von der Färbung ausgespart blieben. Später erfolgte dann durch die Einwirkung der Atmosphärilien die Umwandlung des Roteisens in Brauneisen, wodurch die Gesteinsfragmente mindestens an ihrer Peripherie gelbe bis braune Färbung angenommen haben.

Wo immer man den Dubrau-Quarzit anstehend trifft, scheint er völlig frei von organischen Resten zu sein. Dagegen sind besonders am Waldrande nördlich von Groß-Radisch unter den auf seinem Ausgehenden zerstreuten Trümmern nicht wenige, in denen ziemlich häufig Abdrücke oder auch Schalenfragmente von Fossilien vorkommen, deren Erhaltungszustand aber niemals so gut ist, daß sie alle mit absoluter Sicherheit generisch oder gar spezifisch zu bestimmen wären. Jedoch von einer immerhin beträchtlichen Anzahl derselben läßt sich erkennen, daß sie von Linguliden herrühren. Derartige Fossilien wurden auf der Dubrau zuerst im Jahre 1872 gefunden und zur Bestimmung H. B. Geinitz übergeben, der sie mit *Lingula Rouaulti* Salter verglich[1]). Die Originalstücke, die Geinitz damals vorgelegen haben, sind jetzt nicht mehr zu ermitteln. Es muß in der Tat zugegeben werden, daß manche der im Dubrau-Quarzit gefundenen

[1]) Sitz.-Ber. d. Isis, Dresden 1872, S. 127.

Linguliden den von SALTER[1]) und DAVIDSON[2]) abgebildeten und beschriebenen Formen außerordentlich ähnlich sind, wenngleich sie von diesen namentlich in der Größe abweichen, indem ihre Dimensionen kaum mehr als die Hälfte derjenigen der britischen *Lingula* betragen. Dagegen stimmen sie in ihrer subtriangulären Gestalt, dem meist nur schwach gebogenen Stirnrand, dem sich allmählich keilförmig zuspitzenden Schnabelende, wie auch in der an Exemplaren mit Schalenresten deutlich zu beobachtenden, die ganze blättrige Schalensubstanz beherrschenden Radialstreifung so gut mit SALTERS und DAVIDSONS Beschreibung dieser Spezies überein, daß man die betreffenden Dubrauer Fossilien doch zu *Lingula Rouaulti* SALTER stellen muß[3]). Leider wurden in dem Dubrau-Quarzit niemals beide Schalenhälften zusammen, sondern immer nur getrennt angetroffen.

Da *Lingula Rouaulti*, welche zuerst von SALTER aus dem untersilurischen Sandstein von Budleigh-Salterton in Devonshire beschrieben wurde, ein in dem „armorikanischen Sandstein" Englands, Frankreichs und der Iberischen Halbinsel häufiges Fossil ist, so bildet demnach der Dubrau-Quarzit ein Äquivalent dieses Sandsteins und ist in das tiefere Untersilur zu stellen.

Vielerorts sind ferner auf der Dubrau Quarzite anzutreffen, deren Platten oder Bänke rechtwinklig zu ihren Grenzflächen oft dicht von „Wurmröhren" (*Scolithus*) durchzogen werden. Letztere sind mit z. T. eisenschüssigem körnigen Quarzit erfüllt, so daß ihre Querschnitte ebenso wie ihre Längserstreckungen scharf hervortreten.

Aus den Beobachtungen über die Schichtenstellung auf dem Dubrauer Quarzitmassiv ist ein einheitliches Bild von der dortigen Tektonik nicht zu erhalten. Denn während in dem kleinen Quarzitbruche und in der Klippe am Ostabhang des Monumentenberges ebenso wie in dem Bruche von Ober-Prauske ein nordwestliches Streichen bei einem Fallen von etwa 30° nach NO beobachtet wird, liegen die Schichten in den steil aufragenden Felsgruppen der beiden höchsten Punkte

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. London 1864, XX, Taf. XVII, Fig. 4 u. 5, S. 293.

[2]) DAVIDSON, Silur. Brachiop., London 1866—71, Taf. I, Fig. 14 bis 20, S. 40.

[3]) Mit den aus dem cambrischen Siegmundsburger Quarzit stammenden, von v. FRITSCH als *Dinobolus Loretzi* bezeichneten Formen, die ich dank der Freundlichkeit des Herrn Prof. Dr. J. WALTHER in Halle vergleichen konnte, stimmen die Linguliden der Dubrau in keiner Weise überein. Auch sind in BARRANDES Veröffentlichungen keine in Betracht zu ziehenden Lingulidenformen zu finden.

(Sgn. 307,2 und 302) der Dubrau nahezu schwebend und haben hier höchstens eine ganz geringe, flachwellige Faltung in durchschnittlich nord-südlicher Richtung erfahren. Es müssen demnach Verwerfungsspalten das Dubraumassiv mehrfach durchziehen, wie auch die Herausbildung des kleinen, aber scharf eingesenkten, sich nach Norden zu erstreckenden Tälchens zwischen den beiden Gipfeln der Dubrau augenscheinlich auf eine geringfügige Nord-Süd-Verwerfung zurückzuführen ist.

2. Der Quarzit des Caminaberges.

Der Caminaberg liegt im Nordwesten des Dubrauplateaus, und zwar in etwa 17 km Entfernung von demselben, im nordöstlichen Teile der Sektion Welka-Lippitsch der geologischen Spezialkarte von Sachsen. Er erhebt sich dort aus einem ziemlich ebenen Talsandgelände im Wald nördlich von Jetscheba und überragt seine Umgebung nur um etwa 20 m. Durch zwei im Betrieb stehende Steinbrüche ist daselbst der Untersilurquarzit, der schon in den Erläuterungen zu der erwähnten Sektion von O. Herrmann beschrieben wurde, gut aufgeschlossen.

Der Quarzit des Caminaberges zeigt im Gegensatz zu demjenigen der Dubrau keinerlei Schichtung, Plattung oder Schieferung und wird von großen Spaltrissen nach allen Richtungen hin durchzogen. Das Gestein ist sehr fest und feinkörnig und besitzt eine graulichweiße Färbung. U. d. M. ergibt sich, daß es fast nur aus Quarzfragmenten besteht, welche die verschiedensten Konturen aufweisen, fest aneinander gefügt sind und mitunter etwas verzahnt ineinander greifen. Diese Quarzkörnchen sind fast alle ungefähr gleich groß (durchschnittlich 0,25 mm), während größere Körnchen selten vorkommen. Außerdem finden sich nur noch spärlich Bruchstücke oder auch ganze Kryställchen von Zirkon, Rutil und Turmalin sowie Würfelchen von Pyrit. Kieseliges Cement, welches die Gemengteile verkittet, ist nur in sehr geringer Menge vorhanden.

An einigen, aber im ganzen seltenen Stellen ist der Eisenkies in mikroskopisch kleinen Kryställchen ziemlich stark angereichert. Beim Anwittern haben sich solche pyritreiche, im Handstück etwas dunkler gefärbte Partien mit einem braunen Hofe umgeben, wobei zugleich auf durchgehenden Klüften ziegelroter Eisenocker abgesetzt wurde.

Eine besonders hervorzuhebende Eigentümlichkeit des Caminaberg-Quarzites sind die vielen in ihm enthaltenen, ovalen oder mehr länglich gestalteten dünnen Schmitzen von kohliger Substanz, die meist ziemlich viel silberweiße Glimmerblättchen

führt und mitunter durch diese völlig ersetzt werden kann. Diese durch das ganze Gestein unregelmäßig verteilten Schmitzchen sind gewöhnlich nur etwa 1 cm lang und geben ihm ein eigentümlich fleckiges Aussehen.

Weil dem Quarzit tonige Bestandteile gänzlich fehlen und eisenhaltige Partien nur ganz lokal auftreten, wird er gemahlen und zur Herstellung feuerfester Steine benutzt.

Da in dem Caminaberg-Quarzit organische Reste bisher nicht angetroffen wurden, so können zur Altersbestimmung desselben nur die oben beschriebenen Funde auf dem Dubrauplateau angewendet werden.

b) Die Schiefer des Untersilurs.

Während die im Vorstehenden beschriebenen Quarzite sich schon topographisch hervorheben und gut aufgeschlossen sind, ist dies bei den Schiefergesteinen des Untersilurs durchaus nicht der Fall, da dieselben fast überall von einer Diluvialdecke überzogen sind. Bei ihrer Untersuchung und bei der Feststellung ihrer Verbreitung ist man deshalb fast lediglich auf Lesesteine angewiesen; denn auch in den wenigen in Betracht kommenden Wegeinschnitten, durch die das zerrüttete Anstehende erreicht wird, sind die Schiefer nur in stark gelockertem Verband zu beobachten. Ihre Hauptverbreitung erlangen sie in der Gegend östlich der Linie Niesky—Jänkendorf bis wenig über den Weißen Schöps hinüber.

Die Schiefergesteine erinnern in ihrem Habitus z. T. noch an die Quarzite. So findet man im Westen von Ödernitz und bei Jänkendorf graue quarzitische Schiefer, die u. d. M. zum größten Teile aus bis höchstens 0,2 mm großen Quarzkörnchen und -splittern bestehen, denen sich aber schon toniges Material und Glimmerschüppchen beimengen. Diese quarzitischen Schiefer sind meist dünnplattig und auf den Schichtflächen mehr oder weniger reichlich mit silberweißen Glimmerblättchen bedeckt. Auch tragen sie eigentümliche, schwarze, von anhaftendem Tonschiefer herrührende Putzen und Flecken.

Diesen recht ähnlich sind andere, z. B. bei Kol. Wilhelminental vorkommende Gesteine, die u. d. M. fast das gleiche Bild gewähren, bei denen aber die Quarzkörnchen noch kleiner sind, und tonige, mitunter durch Eisen bräunlich gefärbte Substanz reichlich vorhanden ist. Sie besitzen gelbbraune Farbe und führen in ihrer ganzen Masse zahlreiche weiße Glimmerschüppchen, die bald völlig regellos verstreut liegen, bald sich einander mehr parallel lagern und dadurch die Schiefrigkeit des als

glimmerreicher quarzitischer Schiefer zu bezeichnenden Gesteins bedingen.

Besonders mit diesem letzteren vergesellschaftet, aber auch mitunter für sich allein, treten verschiedenorts (z. B. unweit Sgn. 182,4 an der Görlitzer Chaussee westlich von Särichen und an der Weggabelung 900 m nördlich von diesem Punkte) echte Tonschiefer auf, welche ursprünglich schwarzgraue Färbung besitzen, aber durch Einwirkung der Atmosphärilien rasch hellere, graue oder braungelbe Nuancen annehmen. Sie spalten in ziemlich dünne ebene Platten und weisen eine äußerst feinschliechige Struktur auf. U. d. M. erkennt man als Bestandteile derselben nur noch allerfeinste Quarzsplitterchen von höchstens 0,02 mm Größe und außer kleinen Glimmerschüppchen viel oft durch kohligen Staub und Eisenoxydhydrat gefärbte Tonsubstanz. Hervorzuheben ist in den untersuchten untersilurischen Tonschiefern die große Menge von sogenannten Tonschiefernädelchen (Rutil), deren Reichlichkeit insofern von Bedeutung ist, als sie in den später zu behandelnden culmischen Grauwackentonschiefern (s. S. 87) bei weitem nicht so zahlreich vorhanden sind.

Organische Reste sind in diesen drei Arten von Schiefern noch niemals gefunden worden. Daß man diese aber trotzdem zum Untersilur, und zwar ins Hangende der Quarzite, rechnen muß, ergibt sich aus ihrem durch die eben beschriebenen Übergänge vermittelten petrographischen Verbande mit dem tief untersilurischen Dubrau-Quarzit.

B. Das Obersilur.

Während die Sedimente des Untersilurs rein klastischer Natur sind, erlangen im Obersilur unter Mitwirkung von Organismen gebildete Gesteine große Bedeutung. Mit Beginn des Obersilurs ist eine Vertiefung des Meeres eingetreten, und statt des terrigenen Materiales kamen nunmehr pelagische Sedimente zum Absatz. Aus verschiedenen, später näher zu behandelnden Gründen gelangt man zu folgender Gliederung des Obersilurs im Görlitzer Grauwackengebiet:

a) Kieselige Schiefer und Hornsteinschichten.
b) Unterer Graptolithen-Horizont.
c) Kalke mit den sie begleitenden Schiefern, sowie Diabasgesteine.
d) Oberer Graptolithen-Horizont (bei Lauban).

a) Die kieseligen Schiefer und Hornsteinschichten.

Die tiefsten Schichten des Obersilurs werden von kieseligen Schiefern und Hornsteinschichten gebildet, die, abgesehen von anderen, kleineren Vorkommnissen, namentlich in der Gegend von Sproitz anstehen und dort auch am besten zu studieren sind. Es finden sich daselbst an der West- und Nordseite des wegen des dortigen Basaltvorkommens später noch spezieller zu erwähnenden Kirchberges, und zwar besonders beiderseits der Bautzener Chaussee, auf den Feldern und in den Gräben zahlreiche Bruchstücke eines dünnplattigen, grauen kieseligen Schiefers, der zu GLOCKERS[1]) Zeiten hier auch in einem breiten, flachen, nur etwa 6—8 Fuß tiefen Bruche aufgeschlossen war, wobei sich ein Einfallen der Schichten von 10—25° nach Norden feststellen ließ. Etwas weiter nördlich ist in dem „Bauernberge“ durch einen Einschnitt der Bahn des Sproitzer Basaltwerkes ein ganz ähnlicher, nur etwas feiner sich anfühlender kieseliger Schiefer, leider aber nur noch in völlig zerrüttetem Verbande, aufgeschlossen. Geht man diesen Bahneinschnitt von S nach N ab, so trifft man zuerst nur die eben erwähnten kieseligen Schiefer, die aber dann allmählich durch immer reichlichere helle Hornsteine verdrängt werden. Letztere gewinnen schließlich völlig das Übergewicht über die Schiefer, so daß man auf den nach NW zu anstoßenden Feldern fast nur noch die hellen grauen Hornsteine findet, die hier z. T. schon Kieselschieferhabitus annehmen. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in dem 166,4 m-Hügel unmittelbar östlich von Sproitz, auf dessen südlichen Teilen man ebenfalls hauptsächlich die kieseligen Schiefer antrifft, während an seinem Nordabhang wiederum die Hornsteinschichten folgen, die hier schwach rötliche Färbung besitzen und nur noch wenige Zwischenlagen von kieseligen Schiefern enthalten.

Die kieseligen Schiefer sind durchweg von heller, meist graulichweißer bis nur schwach gelblichgrauer Farbe und lassen sich meist leicht in ziemlich dünne Blätter spalten, doch fühlen sie sich viel rauher an als gewöhnliche Tonschiefer, und sind von diesen durch ihre mikroskopische Beschaffenheit unschwer zu trennen. Die Schiefermasse erweist sich unter + Nicols als ganz schwach doppeltbrechend und dürfte aus einer durch Flocken toniger Substanz getrübten, äußerst feinkörnigen Mengung von Kieselsäuremineralien bestehen, in der

[1]) GLOCKER, a. a. O., S. 145.

nur sehr wenig kleine, immer unscharf begrenzte, jedoch deutlich erkennbare Quarzkörnchen liegen, und mitunter auch Rutilnädelchen beobachtet werden können.

Die Hornsteine bieten u. d. M. völlig das gleiche Bild, nur scheint hier die Gesteinsmasse aus etwas reinerem und feinerem Materiale zu bestehen. Im Handstücke erweisen sie sich als völlig dichte Kieselgesteine von graulichweißer bis schwach rötlicher oder gelblicher Farbe und sind oft den hellen Kieselschiefern durchaus zu vergleichen, mit denen sie auch die Eigentümlichkeit gemein haben, in unregelmäßig gestaltete splittrige Stücke zu brechen, während sie sich doch, wie der Anblick auf dem Querbruche zeigt, aus einzelnen sehr dünnen Lagen aufbauen, die sich aber nur durch geringe Farbunterschiede voneinander abheben. Wo diese Hornsteine aufgeschlossen sind, wie am Nordabhang des vorhin erwähnten 166,4 m - Hügels, wechsellagern ihre zentimeter- bis dezimeterstarken Platten mit wenn auch sehr dünnen Schichten des oben beschriebenen kieseligen Schiefers, wie es ebenso bei den noch zu behandelnden grauen Kieselschiefern des Bansberges der Fall ist.

Besonderer Erwähnung bedarf noch eine Erscheinung, welche in allen den eben beschriebenen schieferigen Kieselgesteinen wiederkehrt und auf die Bildung derselben einen Schluß zu ziehen gestattet. In allen untersuchten Dünnschliffen, und zwar in denen der Hornsteine reichlicher als in denen der kieseligen Schiefer, erblickt man nämlich meist ziemlich zahlreiche, im Schnitte kreisförmige Gebilde von etwa 0,2 mm durchschnittlicher Größe, die sich in ihrer fast vollständigen Reinheit von der durch Flocken toniger Substanz etwas getrübten und daher grau erscheinenden Umgebung gut abheben. Unter + Nicols zeigt sich, daß diese sphärolithähnlichen Gebilde entweder aus äußerst feinkörniger Quarzmasse oder aber aus strahligem Chalcedon bestehen. Wenngleich diese eigentümlichen Gebilde, die in den echten Kieselschiefern gleichfalls wiederkehren, gewöhnlich jede feinere Struktur vermissen lassen, so sind sie doch höchstwahrscheinlich als völlig durch Kieselsäure ersetzte Organismenreste zu deuten und mit den von ROTHPLETZ[1]) beschriebenen obersilurischen Sphärosomatiten zu vergleichen. Andere organische Reste, insbesondere Graptolithen, kommen in den kieseligen Schiefern und Hornsteinen nicht vor.

Durch die große Häufigkeit der beschriebenen sphärolith-

[1]) Diese Zeitschr. **32**, 1880, S. 445.

ähnlichen Radiolarienreste und durch die außerordentliche Feinheit des ganzen Gesteinsmaterials wird man zu dem unabweisbaren Schlusse geführt, daß die betrachteten Schichten biogene Bildungen eines tieferen Meeres sind, wie etwa der Radiolarienschlick unserer heutigen Tiefsee. Dieser Umstand sowie die Tatsache, daß sie mit den grauen Kieselschiefern des Obersilurs durch Übergänge verknüpft sind, wenn ihnen auch Graptolithen selbst noch vollständig fehlen, lassen es gerechtfertigt erscheinen, die betreffenden Schichten in das tiefste Obersilur, also ins Liegende der Graptolithenschiefer, zu stellen.

Die liegendsten Horizonte der in diesem Abschnitt behandelten Schichtenfolge bilden jedenfalls die selbständig auftretenden kieseligen Schiefer vom Kirchberg und vom nördlichen Teil des Bauernberges. Nach dem Hangenden zu nehmen dieselben immer mehr Hornsteinschichten auf, bis diese völlig überwiegen, und die Schiefer nur noch als schwache Zwischenmittel auftreten. Diese Komplexe vermitteln den Übergang zu den echten grauen Kieselschiefern, die als die tiefsten Schichten des unteren Graptolithenhorizontes anzusehen sind.

Außer in der Sproitzer Gegend tritt die beschriebene unterste Stufe des Obersilurs noch bei Sgn. 187,6 unfern Mückenhain auf, sowie an der Wegkreuzung östlich von Vwk. Emmerichswalde, wo aber ihre Verbreitung nur auf Grund von Lesesteinen festzustellen ist. Hornsteinschichten allein sind schließlich besonders noch in dem Ober-Rengersdorfer Forst südwestlich von Krauscha durch mehrere flache Gruben aufgeschlossen. An den letzten beiden Stellen sind die Gesteine z. T. in verschiedener Abstufung rot gefärbt. Am intensivsten ist dies der Fall bei den ebenfalls hierher zu stellenden Schiefern, die durch den Eisenbahnanschnitt am „Roten Berge" bei Vwk. Emmerichswalde aufgeschlossen sind, welche im Schliff eine reichliche Beimengung von Roteisen zeigen, sonst aber mit den ungefärbten kieseligen Schiefern völlig übereinstimmen, besonders auch in der Führung jener sphärosomatischen Gebilde.

b) Der untere Graptolithenhorizont.

Auf die Stufe der kieseligen Schiefer und Hornsteinschichten folgt eine durch ihre reiche Graptolithenfauna gut charakterisierte und deshalb mit anderen Silurgebieten leicht zu vergleichende Abteilung des Obersilurs, die sich wesentlich aus Kieselschiefern aufbaut, denen weniger mächtige Alaun-

schieferlagen oder lokal auch dünnblätterige kieselige Schiefer zwischengeschaltet sind, — der sog. unterere Graptolithenhorizont.

1. Petrographischer Aufbau.

Der normale Kieselschiefer ist ein völlig dichtes, äußerst hartes und sprödes, muschelig-splitterig brechendes Kieselgestein, welches durch reichliche Beimengung von kohliger Substanz in frischem Zustande vollkommen schwarz gefärbt ist. Zahllose mit weißem Quarz erfüllte Trümer durchschwärmen das spröde Gestein nach allen Richtungen und treten auf den mit runzeligen Unebenheiten bedeckten Schichtflächen oft als Rippen hervor. Die meist nur wenige, bis etwa 10 cm mächtigen Kieselschieferplatten bauen sich gewöhnlich aus einzelnen dünnen Lagen auf, die sich aber erst beim Anwittern infolge geringer Differenzen in der Färbung kenntlich machen. Jedoch spaltet der Kieselschiefer nicht oder nur sehr schlecht nach ihnen, sondern bricht beim Anschlagen in ganz unregelmäßig gestaltete, scharfkantige Stücke. Infolge atmosphärilischen Einflusses tritt eine Bleichung des schwarzen Kieselschiefers ein, und zwar in den dünnschichtigen Komplexen leichter als in den dickbankigen; er verliert hierbei seine rein tiefschwarze Farbe und wird zunächst schwarzblau und schließlich dunkelgrau.

Außer diesem normalen Kieselschiefer kommt an verschiedenen Stellen noch eine andere, hellere Varietät vor, deren lichtere Farbe aber nicht etwa durch Ausbleichungsvorgänge zu erklären ist, sondern die infolge geringerer Beimengung des kohligen Pigments niemals vollkommen tiefschwarze Färbung besessen hat. Durch raschen Wechsel verschieden dunkel gefärbter dünner Lagen und Schmitzen erscheinen diese hellen, grauen Kieselschiefer oft gebändert (Bansberg bei Horscha).

Während bei den durch sehr reichliche Beimengung von äußerst fein verteilten kohligen Partikelchen tiefschwarz gefärbten Kieselschiefern selbst sehr dünne Schliffe sich zur Untersuchung unter dem Mikroskop nicht eignen, zeigen Präparate der weniger dunklen Varietäten, daß sich das Gestein aus einem äußerst feinkrystallinen Gemenge von Kieselsäuremineralien aufbaut, denen sich tonige und namentlich auch kohlige Substanz zugesellt. Besonders fällt in den Schliffen die große Zahl fast immer aus Chalcedon oder Quarz bestehender, kreisrunder Gebilde auf, welche von Radiolarien abstammen dürften, zumal einige von ihnen, wie später erörtert werden soll, deren wohlerhaltene Struktur besitzen.

Den Kieselschieferplatten sind meist nur etwa zentimeterstarke Lagen von Alaunschiefer zwischengeschaltet. Diese oft ziemlich weichen, feinkörnigen, in dünne Blätter spaltenden Tonschiefer sind ebenfalls durch äußerst fein verteilte kohlige Substanz intensiv schwarz gefärbt. Unter dem Einfluß der Atmosphärilien und des Lichtes bleichen die Alaunschiefer rasch aus, indem sie zunächst violette Färbung annehmen, schließlich aber hellgrau werden, wobei indessen oftmals noch einzelne verschwommene schwarze Flecken und Putzen unausgebleicht erhalten bleiben. Auf Rutschflächen finden sich im Alaunschiefer ebenso wie in dem schwarzen Kieselschiefer stark glänzende anthrazitische Häute.

Statt der Alaunschiefer des unteren Graptolithenhorizontes sind in einzelnen Verbreitungsgebieten des letzteren dünnblätterige kieselige Schiefer von licht gelblichgrauer Farbe entwickelt, deren mikroskopisches Bild mit dem der auf S. 49 beschriebenen kieseligen Schiefer übereinstimmt. Auf den Spaltflächen tragen sie wie die Alaunschiefer oft Abdrücke von Graptolithen. Sie bilden gewöhnlich nur dünne Zwischenmittel zwischen den Kieselschiefern, und zwar besonders zwischen deren schon ursprünglich heller gefärbten Modifikation, wie sie denn ebenfalls ihre lichte Färbung als primäre Eigenschaft besitzen und sie nicht etwa erst späteren Bleichungsvorgängen verdanken.

Die gebänderten grauen Kieselschiefer mit Zwischenlagen von dünnblätterigen, hellen kieseligen Schiefern scheinen die tiefsten Schichten des Graptolithenhorizonts einzunehmen, also direkt auf die im vorigen Abschnitt beschriebenen „kieseligen Schiefer mit Hornsteinlagen" zu folgen und mit diesen durch die auf S. 51 angedeuteten Übergänge verknüpft zu sein. Wo aber die letztgenannten Schiefer im Liegenden des Graptolithenhorizonts fehlen, namentlich aber in dessen höheren Niveaus, sind dagegen stets schwarze Kieselschiefer mit Alaunschiefern entwickelt.

Interessant ist es, daß an zwei Stellen des Untersuchungsgebiets, nämlich bei Nieder-Ludwigsdorf und auf dem Eichberge bei Weißig, in den Alaunschiefern eigentümliche, schwarze, bald fast kugelrunde, bald mehr elliptische oder langgestreckte knollenförmige Gebilde[1]) angetroffen worden sind, welche sich jetzt als solche von Phosphorit herausstellten. Sind diese Knollen schon auf den ersten Blick den aus dem vogtländischen

---

[1]) Peck, in Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz XV, 1875, S. 195 bis 196.

Obersilur bekannten und von L. Kruft[1]) beschriebenen Phosphoritkonkretionen außerordentlich ähnlich, so wird die Vermutung, es mit solchen zu tun zu haben, durch den Nachweis reichlich in ihnen enthaltener Phosphorsäure vollständig bestätigt. Solange die Knollen noch frisch und unverwittert sind (wie die von Nieder-Ludwigsdorf), sind sie tiefschwarz und hart wie Kieselschiefer, sind auch tatsächlich mit solchem verwechselt und als Kieselschieferknollen angesprochen worden. Beim Anwittern dagegen werden sie erdig und mehr bräunlichschwarz. Dem Alaunschiefer liegen sie gleichwie „Augen“ dergestalt eingefügt, daß die einzelnen dünnen Alaunschieferlagen unmittelbar vor ihnen divergieren, sich dicht an sie anschmiegen, sie umfassen und auf der Gegenseite wieder konvergieren, um dann ungestört weiter zu verlaufen. In frischem Zustand sind dabei die Knollen mit ihrem Nebengestein ziemlich fest verwachsen. In ihren Dimensionen variieren sie zwischen Taubenei- und etwa Faustgröße. Beim Zerschlagen trifft man in ihnen, ganz wie in den vogtländischen Phosphoriten, fast stets organische Reste: Graptolithen, die hier oft vortrefflich in voller Wölbung erhalten sind, seltener Bruchstücke von Orthoceren, zu denen sich im Dünnschliff noch zahlreiche Radiolarienreste gesellen. Deutlich gibt sich die von Kruft beschriebene und abgebildete eigentümliche Mikrostruktur des Phosphorits zu erkennen.

Nirgends trifft man die Schichten der Graptolithenstufe in völlig ungestörter Lagerung, vielmehr sind sie meist mehr oder weniger steil aufgerichtet und zugleich flachwellig gefaltet. Infolge dieser Störungen sind die Kieselschiefer immer beträchtlich zerstückelt und werden, wie oben gesagt, von Quarztrümern nach allen Richtungen hin durchzogen. Doch kommen auf solchen Klüften auch noch andere sekundäre Mineralien nicht selten vor: so z. B. radialstrahlige Aggregate von Wavellit, spangrüne, oft traubige Krusten von Variscit und ähnliche Auslaugungsprodukte. Die im Kieselschiefer des Bansberges bei Horscha von Glocker[2]) beobachteten „hochgrünen“ Trümer und Anflüge eines sekundär gebildeten Tonerdephosphates werden von ihm als edler „Kallait (Türkis)“ bezeichnet. Auch die dem Kieselschiefer zwischengeschalteten Alaunschiefer und dünnblätterigen kieseligen Schiefer sind vielfach stark gefältelt und gequetscht.

---

[1]) N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XV, 1902, S. 1.
[2]) Glocker, a. a. O., S. 151.

2. Verbreitung des unteren Graptolithen-horizontes.

Die Verbreitung der Kieselschiefer ist eine ziemlich große. Da sich dieselben infolge ihrer Härte und ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung zur Wegebeschotterung ganz besonders eignen, sind sie an vielen Stellen günstig aufgeschlossen, während anderswo wieder nur Lesesteine zur Feststellung ihrer Verbreitung dienen können. Ihre Hauptverbreitungsbezirke und die besseren Aufschlüsse sollen im folgenden kurz beschrieben werden.

Der Eichberg bei Weißig, unweit Königswartha, ein bewaldeter Hügel, der sich aus einem fast ebenen Gelände am südlichen Rande des alten, diluvialen Oder-Elbe-Quertales erhebt, bildet das westlichste, bereits jenseits der Kartengrenze gelegene der untersuchten Kieselschiefervorkommnisse. In einem großen Bruche sind hier intensiv schwarze Kieselschiefer mit zwischengelagerten Alaunschiefern gut aufgeschlossen. Während im vorderen Teile dieses Bruches das Streichen der Schichten bei einem Einfallen von etwa 50° nach Osten ziemlich genau nordsüdlich verläuft, herrscht an der hinteren Bruchwand ein nordwestliches bis westliches Streichen bei flachem südlichen Einfallen. Es zieht sich also mitten durch den Bruch eine Schichtenstörung hindurch, die sich auch durch die zickzackförmige Knickung der dortigen Kieselschiefer kundgibt. In diesem Bruche hat Anfang der 70er Jahre der damalige Besitzer des Rittergutes Weißig zwei etwa 30 m tiefe Versuchsschächte nach Steinkohlen, wie vorauszusehen mit negativem Ergebnis, abteufen lassen; doch stieß man dabei in den Schiefern auf ein Vorkommnis von Kupfer- und Eisenkies. Über die Art des Auftretens dieser Erze liegen aber genaue Nachrichten nicht vor. Außerdem traf man die schon S. 54 erwähnten Phosphoritknollen an, die man damals als „koprolithenartige Konkretionen" bezeichnete. Beim Zerschlagen derselben fand man in ihnen Graptolithen und Reste von Orthoceren. In den Alaunschiefern des Eichberges kommen Graptolithen in großer Häufigkeit, in den Kieselschiefern weit seltener vor, ohne aber in ihnen gänzlich zu fehlen, wie es von Linstow behauptet.

Literatur:

Glocker, a. a. O., S. 152. — Peck, Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, XIII, 1868, S. 105. — Geinitz, Sitz.-Ber. d. Isis, 1871, S. 147. — Peck, Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, XV, 1875, S. 195. — Schmidt, Geogn. Beschr. d. Kreis. Bautzen 1878, S. 57. — Hermann, 13. Ber. d. Naturw. Ges. Chemnitz (1892—95), S. 20. — von Linstow, Centralbl. f. Min. 1907, S. 193.

Im Westen von Niesky, in dem Gebiete zwischen Horscha und See tritt der untere Graptolithenhorizont an mehreren Stellen zutage. Während früher[1]) namentlich ein Bruch in der Nähe der Horschaer Ziegelei eine große Anzahl Graptolithen geliefert hat, die sich dort sowohl auf Alaunschiefer wie auch auf dem Kieselschiefer fanden, sind heutzutage die besten Aufschlußpunkte zwei Gruben auf dem Bansberg, einem bewaldeten Hügel zwischen Horscha und Petershain, sowie eine Grube östlich vom Kirchteich bei See. An diesen Orten stehen die grauen, streifigen Kieselschiefer mit Zwischenlagen von dünnblätterigen kieseligen Schiefern an. Von den letzteren war in dem oberen Bruche auf dem Bansberg eine etwas mächtigere Bank aufgeschlossen, deren Schieferflächen von äußerst zahlreichen Graptolithen bedeckt waren, die aber zum allergrößten Teile nur einer Form, nämlich *Climacograptus scalaris* His., angehören. Aus diesem Bruche stammen auch jene Graptolithen, die Glocker 1856 überhaupt als erste Fossilreste in den altpaläozoischen Schichten der preußischen Oberlausitz entdeckte. Diese auf Kieselschiefer erhaltenen Graptolithen bestanden aus einigen Exemplaren von *Monograptus Becki* Barr. und einer von Glocker als *Monograptus Horschensis* bezeichneten Form, von der aber Peck a. a. O. vermutet, daß sie nur ein Jugendzustand von *Monograptus Becki* Barr. sei. Die Originale Glockers sind nicht mehr zu ermitteln. — Besser als auf dem Bansberge sind die Graptolithen in dem Kieselschiefer östlich vom Kirchteich bei See erhalten, wo man sie namentlich in den zahllosen Kieselschiefer-Lesesteinen auf den Feldern in der Nähe des dortigen kleinen Bruches in außerordentlich schönen, in voller Wölbung verkieselten Exemplaren sammeln kann. In dem im Bruche anstehenden Kieselschiefer setzt grüner Variscit als Kluftmineral in größeren Partien auf.

Der dritte Hauptverbreitungsbezirk des unteren Graptolithenhorizonts ist der silurische Streifen zwischen Niesky—Jänkendorf und dem Weißen Schöps. Leider ist aber zurzeit in diesem ganzen großen Gebiet nur ein einziger Aufschluß vorhanden, nämlich eine kleine Grube östlich bei Jänkendorf, wo schwarze Kieselschiefer und Alaunschiefer anstehen, in denen Graptolithen ziemlich häufig sind. In dem ganzen übrigen Bezirk ist man wesentlich auf Lesesteine angewiesen, und zwar sind es immer tiefschwarze, äußerlich meist dunkelbläulich angewitterte Kieselschiefer, mit denen sich nur wenig

[1]) Peck, Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, XII, 1865, S. 166.

Fragmente des leichter zerstörbaren Alaunschiefers vergesellschaftet finden. Graptolithen kommen auf beiden Schiefern nur selten vor, etwas häufiger sind sie bloß in dem „Buchenwäldchen", einem kleinen flachen Hügel im NW von Alt-Ödernitz unweit Niesky.

In dem Gebiet östlich vom Weißen Schöps bis zur Neiße stößt man ebenfalls mehrfach auf Kieselschiefer, so z. B. östlich von Mückenhain sowie auf einem Felde nördlich vom Fiebigsberg und besonders in der Gegend nordöstlich vom Vwk. Emmerichswalde, wo der Kieselschiefer durch einen kleinen Bruch aufgeschlossen ist. Auch beim Bau des Brunnens der Eisenbahnstation Kodersdorf stieß man auf schwarzen, stark durchtrümerten Kieselschiefer. Desgleichen beweisen die in dem großen Waldgebiet östlich von Mückenhain an einzelnen Stellen massenhaft auftretenden blauschwarzen Kieselschieferstücke das Vorhandensein des Obersilurs unter den dort ziemlich mächtig entwickelten tertiären und diluvialen Bildungen. Graptolithen sind aus dem Gebiet östlich des Weißen Schöps nur in sehr geringer Zahl bekannt geworden. Die meisten stammen aus der Gegend westlich von Nieder-Ludwigsdorf, wo der vor einigen Jahrzehnten angelegte „Kupferschacht" Kiesel- und Alaunschieferschichten durchteufte. Hierbei wurden die S. 54 erwähnten Phosphoritkonkretionen mit Graptolithen und Orthocerenbruchstücken angetroffen.

Östlich der Neiße ist der Kieselschiefer nicht mehr aufgeschlossen, bildet aber nach PECK[1]) bei Hennersdorf das Liegende des Kalksteins, der damals dort an den Teufelssteinen abgebaut wurde, und tritt „daselbst auch in dem Einschnitt der Niederschlesisch-Märkischen Bahn zu Tage".

3. Die Fauna des unteren Graptolithenhorizontes.

Die Kieselschiefer und Alaunschiefer des Obersilurs sind die einzigen Schichten des Lausitzer Altpalaeozoicums, die eine etwas reichlichere Fauna beherbergen. Weitaus am häufigsten und verbreitetsten sind die Graptolithen, während Nautiloideenreste nur in sehr wenigen und schlecht erhaltenen Exemplaren bekannt geworden sind. Auch die als Conodonten anzusprechenden Gebilde wurden nur an einigen wenigen Lokalitäten und auch hier nur spärlich im Alaunschiefer gefunden. Dagegen sind die nur u. d. M. im Dünnschliff zu studierenden Radiolarien

---

[1]) Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, XV, 1875, S. 195.

viel allgemeiner verbreitet, wenn auch nicht der Kieselschiefer aller Lokalitäten gute, mit zierlicher Struktur erhaltene Formen liefert.

a) *Radiolaria.*

In den meisten der untersuchten Kieselschiefer stößt man beim Durchmustern der Dünnschliffe auf kleine, runde, pigmentfreie Partien, die sich hierdurch von dem durch tonige Flocken getrübten und durch Kohlenstoff oft dunkel gefärbten Grunde scharf abheben, ähnlich wie es schon aus den kieseligen Schiefern und Hornsteinen des tieferen Obersilurs beschrieben wurde. Konnte dort die Deutung dieser Gestalten als organischen Ursprunges und speziell als Radiolarien noch zweifelhaft erscheinen, so sind gegenüber den entsprechenden Gebilden im Kieselschiefer alle Bedenken beseitigt, da es gelungen ist, mit deutlicher Struktur erhaltene Radiolarienskelette aufzufinden. Gleichzeitig sind alle Übergangsformen vorhanden, von den trefflichsten Exemplaren durch weniger deutliche hindurch bis zu Formen, die für sich allein genau ebenso unsicher deutbar sein würden wie jene farblosen, runden Fleckchen in den Hornsteinen.

Am reichlichsten vorhanden und am besten erhalten sind Radiolarien in dem Kieselschiefer des oberen Bruches auf dem Bansberg bei Horscha, doch ist auch hier ihre Verteilung in dem Gestein eine ziemlich unregelmäßige, so daß durchaus nicht alle Schliffe wirklich gut erhaltene Formen liefern, sondern oft nur Bruchstücke oder ganz spärliche Reste sich vorfinden. Das ursprüngliche Radiolarienskelett als solches ist niemals überliefert, sondern durch Paramorphose ist eine völlige Umkrystallisation desselben herbeigeführt und zugleich der ganze, im lebenden Zustande des Tieres von der Sarkode eingenommene Körperraum mit strahligem Chalcedon oder mit feinen Quarzindividuen erfüllt worden, so daß die Gestalt des ehemaligen Skelettes nur angedeutet wird durch Girlanden von feinen Kohlepartikelchen, die sich beim Verwesen des Tierkörpers an das Skelett angelegt und dadurch dessen Gestalt bewahrt haben. Wo dies nicht geschehen ist, kann daher der Bau des Skeletts überhaupt nicht mehr erkannt werden, wie es in jenen schon oft erwähnten, farblosen, runden Fleckchen der Fall ist. In einigen Fällen bemerkt man schon makroskopisch auf den Kieselschieferflächen (Bansberg und Kirchteich bei See) eigentümliche, kleine, weiße, seltener graue Punkte. Der Kern derselben besteht, wie die Dünnschliffe zeigen, aus Chalcedon oder Quarzkörnchen und läßt gelegentlich Andeutungen von Radiolarienstruktur erkennen; um ihn pflegt sich eine mehr oder

minder vollständige Schale aus milchweißer Opalsubstanz zu legen, die aber gegen den Kern, wie auch nach außen zu, nicht scharf absetzt.

Die besterhaltenen Exemplare der Radiolarien (Kieselschiefer des Bansberges bei Horscha) zeigen einen Aufbau aus meist drei konzentrischen Kugelschalen, von denen die innere von nur etwa 0,1 mm Durchmesser von kleinmaschigem Gewebe erfüllt und durch gröberes, regelmäßiger struiertes Maschenwerk mit der zweiten Gitterschale (0,3 mm Durchmesser) verbunden ist, um welche sich dann wieder eine solche von mehr spongiösem Gewebe legt, die nach außen mehr oder weniger scharf abgegrenzt ist. Ob sich über diese äußerste Skeletthülle (0,6 mm Durchmesser) hinaus noch längere Stacheln fortgesetzt haben, ist nicht zu beobachten, dagegen sind im Innern mancher Exemplare stärkere Radialstrahlen wenigstens angedeutet. Je nach der Lage des Schnittes durch den kugeligen Radiolarienrest resultieren scheinbar in Größe und Struktur verschiedene Radiolarienformen. Die größten vollständigen Exemplare messen etwa 0,7 mm, erreichen also eine nicht unbeträchtliche Größe; andere freilich sind nur 0,5 oder 0,3 mm groß. Ihrem Bau nach gehören die vorliegenden Radiolarienreste zu der Abteilung der Sphäriden. Da aber im Dünnschliff immer nur Schnitte vorliegen, die an sich schon kein vollständiges Bild der ganzen Form mit Sicherheit zu geben vermögen, und weil ferner nicht das ursprüngliche Skelett selbst, sondern nur eine metamorphe Umbildung desselben vorliegt, so erscheint eine genauere Speziesbestimmung untunlich. Immerhin ist aber nicht zu übersehen, daß die Definition, die Rothpletz[1]) von der von ihm zuerst im obersilurischen Kieselschiefer von Langenstriegis i. Sa. aufgefundenen *Spongosphaera tritestacea* gibt, durchaus auf die vorliegenden Formen paßt. Wenngleich seine Definition auf mangelhafter erhaltene Exemplare gegründet erscheint, so ist es doch sehr wahrscheinlich, daß die Radiolarien des Bansberg-Gesteins auch der *Spongosphaera tritestacea* Rothpletz angehören.

β) *Graptolithidae.*

Wiewohl die Graptolithen die am häufigsten anzutreffenden größeren Fossilien des Lausitzer Altpalaeozoicums sind und in keinem der Gesteine des unteren Graptolithenhorizontes völlig fehlen, ist doch ihre Verteilung innerhalb desselben eine durchaus verschiedenartige; denn während sie in den dünnplattigen

[1]) Diese Zeitschr. **32**, 1880, S 450.

schwarzen Alaunschiefern oft zu Tausenden die Schichtflächen bedecken, sind sie in den Kieselschiefern selbst relativ weniger häufig, aber dort, wo sie in ihnen vorkommen, nicht selten und gewöhnlich höchst zierlich erhalten.

Auf den Flächen der Alaunschiefer liegen die Graptolithen als äußerst dünne, kohlige Häutchen, die sich bei schräg auffallendem Lichte durch ihren starken Glanz von dem matten Schwarz des Schiefers deutlich abheben. In Gümbelit sind die Graptolithen der Lausitzer Alaunschiefer nicht so häufig petrefiziert, als dies in anderen Gegenden der Fall ist; nur in den Schiefern von Jänkendorf konnte jenes seidenglänzende, grünlichweiße Silikat beobachtet werden.

Am schönsten und zierlichsten sind die Graptolithen im Kieselschiefer überliefert, nämlich meist in voller Wölbung erhalten (am zahlreichsten und besten östlich vom Kirchteich bei See). Sie erscheinen dann als lichte, zarte Skulpturen auf der dunklen Oberfläche des Kieselschiefers. Milchweißer Opal bildet jetzt ihre Wandung, während der Körperhohlraum der Graptolithen durch wasserklaren Quarz ausgefüllt wird. In diesem Erhaltungszustand findet man die Graptolithen meist auf der Oberfläche schon angewitterter Kieselschieferstücke, und zwar nicht nur als weiße Reliefs auf dem dunkleren Untergrunde, sondern es liegen auch durch die Medianebene des Graptolithen gehende Anschnitte vor, welche den verschiedenartigen Erhaltungszustand von Körperinnerem und Wandung deutlich vor Augen führen.

Die Phosphoritkonkretionen enthalten die Graptolithen ebenfalls in ursprünglicher Wölbung. In den vorliegenden Phosphoriten von Nieder-Ludwigsdorf sind die Graptolithen entweder verkiest, oder ihr Inneres ist mit Quarz erfüllt, dem auch Erzkryställchen beigemengt zu sein pflegen, wohingegen die Wandungen aus im Dünnschliff wasserklarer Phosphoritsubstanz bestehen. Während in den oben besprochenen Schiefergesteinen die Graptolithen ausnahmslos auf den Schichtflächen ausgebreitet sind, liegen sie innerhalb der Phosphoritkonkretionen in völlig regellosem Gewirr durcheinander. Wahrscheinlich sind an solchen Stellen ganze Kolonien zu Grunde gegangen, die dann den Anlaß zur Bildung der Konkretionen gegeben haben.

Zieht man den verschiedenartigen Erhaltungszustand der Graptolithen in den erwähnten Gesteinen in Betracht, so leuchtet ein, daß eine und dieselbe Graptolithenspezies verschiedenes Aussehen annehmen kann, je nachdem sie im Alaunschiefer, im Kieselschiefer oder im Phosphorit überliefert wird. Die in

beiden letzteren konservierten Exemplare werden stets besser erhalten und daher zur Bestimmung geeigneter sein als die im Alaunschiefer zusammengepreßten.

Im folgenden sind die am häufigsten auftretenden und wichtigsten Formen des unteren Graptolithenhorizonts der Lausitz zusammengestellt, doch unsichere und unkontrollierbare Angaben in der Literatur nicht mit berücksichtigt worden.

Climacograptus scalaris Lin.

Frech, Lethaea palaeozoica I, S. 613, Fig. 178. — Tullberg, On the Grapt. descr. by Hisinger, Stockholm 1882, Taf. I, Fig. 12–14, S. 9. — Törnquist, Diplogr., Lund 1897, Taf. I. Fig. 1–8, S. 5. — Perner, Etudes sur les Graptolites de Bohême IIIa, 1897, Taf. X, Fig. 1–5, S. 7.

Die geradlinigen, zweizeiligen Hydrorhabde dieses Diplograptiden zeichnen sich durch ihre fast geraden, rechtwinkelig eingekerbten Seitenränder aus. Die ziemlich rektanguläre Form der die letzteren bildenden Zellen, ihre fast rechtwinkelige Stellung zur scharf markierten Achse ist auch bei den vorliegenden Exemplaren aufs deutlichste ausgesprochen, ebenso die dornförmige Verlängerung der Achse über das proximale Ende des sich in dieser Richtung ganz allmählich verjüngenden, dadurch schlank lanzettförmigen Hydrorhabdes hinaus. Diese Fortsetzung der Achse erscheint z. T. nur kurz dornförmig, z. T. erlangt sie, sich allmählich zuspitzend, bedeutende Länge. Auch distal reicht die zarte, lineare Virgula zuweilen noch weit über die jüngsten Zellen hinaus, wie dies Tullberg (a. a. O., Fig. 12) von einem Exemplar vom Mösseberg in Westgothland abbildet.

Vorkommen: Sehr häufig in den weißen dünnblätterigen kieseligen Schiefern von Horscha, von welchem Fundorte auch Frech (a. a. O., S. 614) diesen Graptolithen anführt. Außerdem in schlechten Exemplaren im Alaun- und Kieselschiefer von Jänkendorf.

Fast ebenso häufig wie die in seitlicher Lage auf der Fläche der Kieselschiefer sichtbaren Exemplare dieser Spezies sind solche, die derartig in den Meeresschlamm eingelagert und in ihm zusammengedrückt worden sind, daß man direkt auf die nach oben gewandten Hydrothekaröffnungen sieht — die Graptolithen also die sog. „scalariforme“ Erscheinungsweise erhalten haben.

Petalograptus folium (His.) Tullbg.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 634. — Geinitz, Graptolithen, Leipzig 1852, S. 20. — Tullberg, Grapt. descr. by Hisinger, S. 15, Taf. I, Fig. 15–19. — Törnquist, Diplogr., Lund 1897, S. 12, Taf. II, Fig. 1–4. — Perner, a. a. O., Taf. 10, Fig. 14, S. 6.

Die zu dieser Art zu stellenden Lausitzer Graptolithen, von denen u. a. ein sehr schönes Exemplar aus dem Kieselschiefer vom Bansberg vorliegt, stimmen mit den Abbildungen und der Beschreibung Tullbergs (a. a. O.) gut überein und zeigen vor allem aufs deutlichste die spitzere Stellung der Hydrotheken zur Achse und das dadurch bedingte pfeilförmige Distalende des Hydrorhabdes. Frech macht darauf aufmerksam, daß an einem aus dem Kieselschiefer von Horscha stammenden Exemplare des Breslauer Museums quer verlaufende Anwachsstreifen der Hydrotheken zu beobachten sind (a. a. O., Fig. 193).

Vorkommen: Kieselschiefer vom Bansberg bei Horscha, Phosphoritkonkretion von Nieder-Ludwigsdorf.

Monograptus Priodon Bronn.

Frech, Lethaea palaeoz. I, S. 640, Fig. 196. — Barrande, Graptolites de Bohême, Prague 1850, S. 38, Taf. I, Fig. 3—9, 12—14. — Geinitz, Graptolithen, S. 42, Taf. III, Fig. 20—27, 29—32, 34.

Die in den Alaunschiefern des Eichberges reichlich vorkommenden Exemplare dieser Art sind durch die in diesem Gestein herrschende Zusammendrückung in ihren Einzelheiten ziemlich verundeutlicht. Dahingegen lassen die aus dem Kieselschiefer derselben Lokalität und anderer Lausitzer Fundorte stammenden Exemplare die schlanke Gestaltung der Zellen, ihre spitzwinkelige Stellung zum Kanal und ihre distale hakenförmige Umbiegung deutlich gewahren.

Vorkommen: Alaunschiefer und Kieselschiefer vom Eichberg bei Weißig und von Jänkendorf; Kieselschiefer von See, vom Bansberg und vom „Buchenwäldchen“ bei Ödernitz; Phosphoritkonkretionen von Nieder-Ludwigsdorf.

Monograptus gemmatus Barr.

Perner, a. a. O., S. 23, Fig. 26; Taf. 11, Fig. 33. — Törnquist, Observ. on the genus Rastrites, Lund 1907, S. 21, Taf. III, Fig. 24—31.

Dieser in den Alaunschiefern des Eichberges sehr häufige Graptolith zeichnet sich durch das knopfförmig aufgeblähte Ende der Zellen aus, welche mehr oder weniger weitläufig, jedenfalls ohne daß sich ihre Basen berühren, der dünnen zarten Achse aufsitzen. An Exemplaren in dem Kieselschiefer von See bei Niesky, wo diese zierlichen Graptolithen sehr scharf in körperlicher Wölbung erhalten sind, erkennt man, daß die in den Alaunschiefern hauchartig plattgedrückten, scheibenartigen Erweiterungen der Hydrotheken aus spiralig

eingerollten, hakenförmigen Fortsätzen der Zellen (Törnquist, a. a. O., Taf. III, Fig. 31) hervorgegangen sind.

Vorkommen: Alaunschiefer des Eichberges bei Weißig, Kieselschiefer von See und vom „Buchenwäldchen" bei Ödernitz.

Monograptus Becki Barr.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 642, Fig. 198. — Barrande, Gr. d. Boh., S. 50, Taf. III, Fig. 15—18. — Geinitz, Graptolithen, S. 41, Taf. III, Fig. 15, 18, 19. — Jäkel, Diese Zeitschr. **41**, 1889, Taf. XXIX, Fig. 7—9.

In den Kieselschiefern kommen nicht selten mehr oder weniger gut erhaltene Exemplare eines geraden Monograptiden vor, welche sich namentlich durch die beträchtliche Stärke des gemeinsamen Kanals und dadurch auszeichnen, daß die sich mit der Basis berührenden Zellen hakenförmig umgebogene distale Enden besitzen.

Vorkommen: Kieselschiefer vom Bansberg bei Horscha, von See bei Niesky, vom „Buchenwäldchen" bei Ödernitz, von Jänkendorf und — nach Frech (a. a. O., S. 643) — von Nieder-Ludwigsdorf.

Monograptus turriculatus Barr.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 647. — Barrande, Gr. d. Boh., S. 56, Taf. IV, Fig. 7—11. — Geinitz, Graptolithen, S. 47. — Nicholson, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1868, XXIV, S. 542, Taf. XX, Fig. 29, 30. — Perner, a. a. O., S. 15, Taf. XII, Fig. 34—38.

Monograptus turriculatus ist eine in den Graptolithenschiefern des Eichberges häufige Form, besitzt aber in keinem Falle die von Frech (a. a. O., Fig. 203) nach Barrande wiedergegebene lange, spitzkonische Gestaltung, sondern besteht aus einem etwas stumpferen Konus von nur 3 bis 5 spiraligen Umgängen, die aber meist in ihren Einzelheiten wenig gut erhalten sind. Die vorliegenden Exemplare stimmen vollständig mit solchen überein, welche die Leipziger paläontologische Sammlung Herrn Barrande verdankt, und die von ihm selbst als *Graptolithus turriculatus* etikettiert worden sind.

Vorkommen: Alaunschiefer des Eichberges bei Weißig und von Jänkendorf.

Monograptus Proteus Barr.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 648. — Barrande, Gr. d. Boh., S. 58, Taf. 4, Fig. 12, 14, 15. — Geinitz, Graptolithen, S. 44, Taf. IV, besonders Fig. 6, 7, 8, 9, 13, 14. — Perner, a. a. O., S. 14, Taf. XII, Fig. 21—23. — Törnquist, Monogr. Scan. Rastrites Beds, Lund 1899, S. 23, Taf. IV, Fig. 23 und 24.

Von dieser Speziës liegen außerordentlich mannigfaltig gestaltete Individuen aus den Alaunschiefern des Eichberges bei Weißig vor, solche von unregelmäßig-verzerrter, weitläufig spiraliger Form, andere von mehr wurmförmig gekrümmter Gestalt, noch andere von bogenförmiger Erstreckung, ganz wie sie Barrande, a. a. O., Taf. IV, Fig. 12, 14 u. 15, und Geinitz, a. a. O. Taf. IV, Fig. 6—9, 13, 14, abbilden. Für sie alle ist charakteristisch, daß die fadenförmige Virgula proximal für eine lange Strecke nur ganz weitläufig mit minimalen Zellen besetzt erscheint, welche sich im weiteren Verlaufe stetig vergrößern und sich einander nähern, bis sie sich schließlich mit ihrer Basis berühren. Da die Windungen und Biegungen des Stöckchens ursprünglich nicht in einer Ebene gelegen haben, sondern erst im Gesteinsschlamm in eine solche gepreßt worden sind, so sind die Zellen streckenweise bald nach innen, bald nach außen gerichtet.

Die oben erwähnte bogenförmig eingekrümmte Form des *Monograptus Proteus* entspricht der von Barrande (a. a. O., Taf. IV, Fig. 15, S. 58) mit dem Namen var. *plana* bezeichneten, welche von Perner (a. a. O., S. 14, Taf. 12, Fig. 12—14) als selbständige Spezies anerkannt worden ist.

Vorkommen: Alaunschiefer des Eichbergs bei Weißig und Ziegelei bei Horscha.

Monograptus spiralis Barr.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 648. — Barrande, Gr. d. Boh., Taf. III, Fig. 10 und 13. — Tullberg, Gr. descr. by Hisinger, S. 14, Taf. II, Fig. 13—16.

Die vorliegenden Exemplare entsprechen am meisten dem von Ferd. Römer in seiner Leth. palaeoz. (Atlas, Taf. III, Fig. 8) als *Rastrites peregrinus* abgebildeten Graptolithen, den Hisinger und nach ihm Tullberg (a. a. O.) als *Monograptus convolutus* und Barrande (Taf. III, Fig. 10) und nach diesem Frech (a. a. O.) als *Monogr. spiralis* bezeichnen.

Vorkommen: Alaunschiefer des Eichberges bei Weißig und von Jänkendorf, Kieselschiefer von See bei Niesky.

Pristiograptus jaculum Lapw.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 657. — Geinitz, Graptolithen, S. 33 (als *Monogr. sagittarius*). — Geinitz, Grapt. d. Dresdener Museums 1890, S. 12, Taf. A, Fig. 3 und 4. — Perner, a. a. O., S. 12, Taf. XIII, Fig. 10, 11, 15. — Törnquist, Monogr. Scan. Rastr. Beds, Lund 1899, S. 7, Taf. I, Fig. 15—17.

Von den breiteren und dadurch plumpen und nur schwächer gezähnelten *Prist. Hisingeri* unterscheidet sich *Prist. jaculum* durch

seine viel größere Schlankheit und durch schärfere, wenn auch nicht tiefere Zähnelung.

Vorkommen: In dem hellen, dünnblätterigen kieseligen Schiefer vom Bansberg bei Horscha.

Pristiograptus Hisingeri Carr. (= ***Monogr. sagittarius*** His).

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 657. — Perner, a. a. O., Taf. XIII, Fig. 2—6, S. 11.

Dieser auch in scalariformer Erhaltung vorkommende Graptolith ist häufig in den Alaunschiefern der Kieselschieferzone des Eichberges bei Weißig. Auch im Kieselschiefer von See.

Pristiograptus discus Törnq.

Frech, Leth. palaeoz. I, S. 662. — Törnquist, Acta Univ. Lund XXVIII, 1892, S. 39, Taf. III, Fig. 27 und 28. — Wiman, Über die Graptolithen, Upsala 1895, S. 30. — Törnquist, Monogr. Scan. Rastr. Beds. Lund 1899, Taf. IV, Fig. 25.

Sowohl auf den Flächen des Kieselschiefers des Bansberges bei Horscha und desjenigen von See wie auf den Graptolithenschiefern des Eichberges und denjenigen von Jänkendorf kommen ziemlich häufig Monograptiden vor, welche zu kleinen, nur etwa 3—5 mm im Durchmesser haltenden Scheiben aufgewickelt sind und ihre hakenförmig endenden Zellen nach innen jedes spiraligen Umganges richten, aber durchweg schlecht erhalten sind, so daß die Details nicht entziffert werden können. Sie dürften mit der obengenannten Spezies der aus den schwedischen Graptolithenschiefern stammenden Art übereinstimmen, welche aus den Thüringer Graptolithenschiefern von Richter (diese Zeitschr. XXIII, 1871, S. 243) als *Nautilus veles* abgebildet worden ist.

Vorkommen: Kieselschiefer des Bansberges bei Horscha und von See, Alaunschiefer des Eichberges bei Weißig und von Jänkendorf.

Rastrites Linnaei Barr.

Diese Art scheint im Lausitzer Obersilur selten zu sein. Frech erwähnt sie in der Lethaea palaeozoica I, Seite 666, aus dem Kieselschiefer von Horscha bei Görlitz, wo sie mit *Petalograptus folium* zusammen vorkommen soll.

Zur Vergleichung der Verbreitung der eben beschriebenen Graptolithenspezies diene folgende tabellarische Zusammenstellung ihrer Hauptfundstellen innerhalb des untersuchten Gebietes.

	Eichberg bei Weißig	Bansberg bei Horscha	Ziegelei bei Horscha	Kirchteich bei See	„Buchen-wäldchen“ bei Ödernitz	Jänken-dorf	Nieder-Ludwigs-dorf
Climacograptus scalaris . .		+				?	
Petalograptus folium . . .		+				?	+
Monograptus Priodon . .	+	+	+	+	+	+	+
„ *gemmatus* . .	+			+	+		
„ *Becki* . . .		+		+	+	+	+
„ *turriculatus* .	+					+	
„ *Proteus* . . .	+		?				
„ *spiralis* . . .	+			+		+	
Pristiograptus jaculum . . .		+					
„ *Hisingeri* . .	+			+			
„ *discus* . . .	+	+		+		+	
Rastrites Linnaei		+					

γ) **Conodonta.**

In den mit Kieselschiefern wechsellagernden Alaunschiefern des Eichberges bei Weißig und der kleinen Grube bei Jänkendorf trifft man eigentümliche, durchschnittlich nur etwa 1,5 mm große, scharf begrenzte und zierlich skulpturierte Abdrücke an, welche z. T. von Conodonten, also von Annelidenkiefern herrühren, ohne daß der sie verursachende organische Rest selbst in auch nur einem einzigen Falle erhalten geblieben wäre.

Von den in diesem Erhaltungszustand überlieferten Gebilden stimmen die einen mit gewissen, besonders von G. J. Hinde aus altpaläozoischen Schiefern Amerikas und Europas beschriebenen Conodonten überein. Ein derartiger von Weißig stammender Abdruck (Fig. 1) zeigt einen 2 mm langen, nur schwach gebogenen Basalteil, der an dem einen Ende zu einem etwa halb so langen Haken unter nicht ganz rechtem Winkel umgebogen ist und etwa 7 schräg mit ihm verwachsene, einander parallel gestellte, 0,5 mm lange, prismatische Zähnchen trägt. Demnach dürften die vorliegenden Conodonten der Gattung *Arabellites* angehören, welche Hinde im Quart. Journ. Geol. Soc. London 1879 abbildet und definiert als „jaws with an extremely prominent anterior hook and a row of smaller teeth on a wide base“.

Eine andere im Alaunschiefer der genannten Lokalitäten vorkommende Form (Fig. 2) erinnert an die Abbildung A, welche Rohon und Zittel in ihrem Aufsatz „Über Conodonten“ (Sitz.-Ber. d. K. bayr. Akad., Math.-phys. Classe, 1886, S. 133) geben, ohne jedoch vollständig mit ihr übereinzustimmen. Das Gebilde besteht aus zwei unter einem Winkel von 40° mit-

einander verbundenen, 1 mm langen, mit ungefähr 18 prismatischen Zähnchen dicht besetzten geraden Leisten. Eine stärkere Vertiefung an der äußeren Verwachsungsstelle dieser beiden Seitenteile deutet an, daß hier ein etwas kräftigerer Fortsatz gesessen hat.

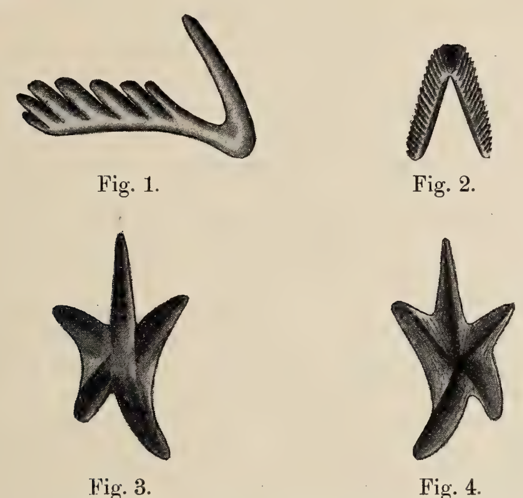


Fig. 1. Fig. 2.

Fig. 3. Fig. 4.

Fig. 1 u. 2 Conodonten, Fig. 3 u. 4 Abdruck und Gegendruck eines Problematikums.
Aus dem obersilurischen Alaunschiefer des Eichberges bei Weißig.
(Alle Figuren 15 fach vergrößert.)

Die Repräsentanten einer zweiten Gruppe (Fig. 3 und 4) dieser kleinen Abdrücke sind etwas häufiger als die eben beschriebenen Conodonten, lassen sich aber im Gegensatz zu diesen nicht auf Kiefer von Würmern zurückführen. Dieselben sind bei einem Durchmesser von durchschnittlich nur 1,75 mm stets fünfstrahlig gestaltet und ähneln dadurch in ihrer Form einem minimalen Seestern. Ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Tierklasse ließ sich nicht ermitteln.

In den obersilurischen Alaunschiefern Deutschlands waren bis vor kurzem noch keine Conodonten bekannt. Erst neuerdings teilt Gürich im Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. f. 1906, S. 447 ff. mit, daß er auf einem im Diluvialkies bei Jauer i. Schles. gefundenen Stück Alaunschiefer zwei kleine, bis 1,2 mm lange, hakenförmige Conodonten von weißer Farbe und porzellanartigem Aussehen gefunden habe. Doch soll nach Gürichs Ansicht dieser Conodonten führende Alaunschiefer, den er aber

für untersilurisch hält, nicht nordischen Ursprungs sein, sondern aus nächster Nähe stammen. Dahingegen sind Conodonten in anstehendem Alaun- und Kieselschiefer Niederschlesiens noch nicht bekannt.

δ) *Orthoceratidae.*

Die aus dem obersilurischen Graptolithenhorizont des Görlitzer Gebietes bekannt gewordenen Orthocerenreste [1]) stammen weder direkt aus dem Kieselschiefer, noch aus dem Alaunschiefer selbst, sondern sind in Phosphoritkonkretionen eingeschlossen. In dieser Erhaltungsweise liegt je ein Exemplar von Nieder-Ludwigsdorf und vom Eichberg bei Weißig vor.

Beide Orthocerenreste sind höchst fragmentär. Die Wohnkammer ist in keinem Falle erhalten, und von dem mit Luftkammern ausgestatteten Teile sind nur relativ sehr kurze Stücke überliefert. Zudem ist der Erhaltungszustand der wenigen Reste ein so ungünstiger, daß an eine Speziesbestimmung nicht zu denken ist. Bei beiden im Original vorliegenden Exemplaren handelt es sich um ursprünglich ziemlich lange, zylindrische Formen mit rundem Querschnitt von etwa 1,5 cm Durchmesser und zentral gelegenem Sipho. Bei dem Ludwigsdorfer nur 2,5 cm langen Exemplar sind die Luftkammern unausgefüllt geblieben, Septa und Wände aber mit Eisenkieskryställchen dicht besetzt. Das Weißiger Fragment ist etwas länger, aber bedeutend schlechter erhalten, indem seine Hohlräume mit einem weichen, weißen Phosphat oder mit erdig verwittertem schwarzen Phosphorit erfüllt sind.

4. Altersbestimmung der beschriebenen Schichtengruppe.

Während sich aus der auf S. 66 gegebenen Verbreitungstabelle der Graptolithen an sich keine sicheren Schlüsse ziehen lassen in bezug auf eine Gliederung der „unteren Graptolithenstufe“ in einzelne Zonen nach für dieselben leitenden Graptolithen, so gibt der Vergleich dieser Lausitzer Graptolithenfauna mit derjenigen anderer Lokalitäten zu wichtigeren Folgerungen Anlaß. Alle die oben aufgeführten Graptolithen kehren im vogtländisch-ostthüringischen Silur in dem dortigen „unteren Graptolithenhorizont“ wieder, der in Böhmen der Stufe E 1 Barrandes entspricht. Namentlich sind Formen wie *Monogr. turriculatus, spiralis, gemmatus, Proteus, Priodon* und *discus*

[1]) Im Besitze des Museums der Naturf. Ges. zu Görlitz.

sowie *Climacogr. scalaris* für diesen Horizont direkt leitend, so daß die Lausitzer Graptolithenschichten der Stufe E 1 unbedingt gleichgestellt werden müssen. In Schweden gehören dieselben Graptolithen zu den Hauptleitformen der *Rastrites*-Schichten Schonens, und in England liegen sie in den Schiefern des Llandovery, Tarannon und Wenlock. Aber während sie sich dort überall auf einzelne Zonen verteilen und dadurch eine weitgehende Gliederung der ganzen Schichtenreihe ermöglichen, liegen sie in der Lausitz wenigstens zum größten Teile in den nämlichen Schichten beisammen, so daß die detaillierte Zonengliederung obiger Länder wie überhaupt nicht auf die deutschen Gebiete, so auch nicht auf die Lausitz übernommen werden kann.

Jedenfalls aber ergibt sich mit Sicherheit, daß die beschriebenen Lausitzer Graptolithenschichten der unteren Abteilung des Obersilurs angehören, und zwar dem „unteren Graptolithenhorizont" der sächsischen und thüringischen Geologen äquivalent sind.

Doch beschränkt sich diese Übereinstimmung zwischen dem Görlitzer Gebiet und dem Vogtland nicht auf die Fauna allein, sondern kommt auch in den Gesteinen, welche die äquivalenten Schichtengruppen aufbauen, in höchst auffälliger Weise zum Ausdruck. In beiden Gebieten spielen Kieselschiefer mit zwischengeschalteten Alaunschiefern, denen mehrerorts Phosphoritkonkretionen eingelagert sind, die Hauptrolle, so daß in beiden Fällen dieselbe marine Facies entwickelt ist. Übereinstimmend ist ferner, daß die Graptolithen auch in der Lausitz hauptsächlich in schwarzen, kohlereichen Gesteinen auftreten. Dafür aber, daß sie auch in ganz hellen, kohlefreien Gesteinen vorkommen können, liefern in dem Görlitzer Gebiet die dünnblätterigen, oft erwähnten kieseligen Bansberg-Schiefer ein treffendes Beispiel. Leitete man früher den Kohlereichtum der Alaun- und Kieselschiefer fast allgemein von der verwesenden Körpersubstanz der Graptolithen selbst her[1]), so ist in neuerer Zeit LAPWORTH[2]) geneigt, den Kohlenstoff jener schwarzen Schiefer auf Pflanzenmoder zurückzuführen, der von *Sargassum*-ähnlichen treibenden Seealgen herrühren soll, an denen wenigstens die rhabdophoren Graptolithen pseudoplanktonisch gelebt hätten. Durch diese Auffassung erscheint es erklärlich, daß die Graptolithen meist in schwarzen, kohlereichen Gesteinen auftreten, daß aber ihr Vorkommen durchaus nicht an solche gebunden ist.

---

[1]) NICHOLSON, British Graptolithidae, 1872, S. 25.
[2]) J. WALTHER, diese Zeitschr. **49**, 1897, S. 238 ff.

c) Die obersilurischen Kalksteine und Tonschiefer.

Nördlich von Görlitz treten in einem langen, schmalen Zuge, der sich von den Teufelssteinen bei Hennersdorf in nordwestlicher Richtung weit über die Neiße hinüber, an Nieder-Ludwigsdorf und Friedrichsfelde vorbei, bis fast nach Nieder-Rengersdorf hin erstreckt, Kalksteine auf, die aus später zu erörternden Gründen dem Obersilur zugerechnet werden müssen.

Diese Kalksteine zeigen trotz mannigfachster Ausbildung doch gewisse übereinstimmende Züge, durch welche ihre Zusammengehörigkeit offenbart und ihre Unterscheidung von dem später zu behandelnden Culmkalk erleichtert wird. Die obersilurischen Kalksteine sind alle in hohem Grade krystallin und besitzen bald ein ziemlich grobes, bald auch ein feineres Korn. Ihre Farbe ist fast durchgängig hell, in den grobkrystallinen Partien oft rein weiß, während die kleinkörnigen gewöhnlich rötlich bis dunkelrot oder mehr blaugrau bis rötlichviolett gefärbt sind; nur in geringer Verbreitung tritt schwarz gefärbter Kalkstein auf. Mit der Kalksteinmasse ist in vielen Fällen Tonschiefermaterial aufs innigste vergesellschaftet und bildet entweder nur kleinere Putzen und Flasern in ihr oder kommt auch zu selbständiger Entwicklung in Form von Tonschieferschichten, wie solche in verschiedenen Aufschlüssen das Hangende des Kalksteins bilden.

Behufs technischer Verwertuug sind die obersilurischen Kalksteine der Görlitzer Gegend schon seit langem durch eine Reihe tiefer Brüche aufgeschlossen, von denen in den Jahren 1906 und 1907 aber nur drei in Betrieb standen, während zahlreiche andere entweder mit Wasser erfüllt oder gänzlich verfallen waren. Da die Kalksteinschichten gewöhnlich ziemlich steil stehen und nicht in ihrer vollen Mächtigkeit abbauwürdig sind, haben die darin angesetzten Brüche eine beträchtliche Tiefe. So gewährt der Bruch der Firma E. Plümecke = Kunnersdorf, westlich vom Vwk. Emmerichswalde, einen instruktiven Einblick in den Aufbau des Kalksteinkomplexes, dessen Schichten hier ungefähr von SO nach NW streichen und vollkommen saiger stehen. Der Bruch streckt sich deshalb in der Streichrichtung der Schichten in die Länge und besitzt eine Tiefe von ungefähr 40 m bei nur etwa 35 m Breite. Das hier anstehende Gestein erscheint zum großen Teile lagenförmig weiß und braunrot gebändert, indem kaum 0,5 cm dicke, weiße Lagen von fast reinem, meist grobkrystallinen kohlensauren Kalk mit dunkelroten Lagen abwechseln, die sich wesentlich aus einem körnigen Gemenge von dolomitischen Carbonaten

und tonigen Substanzen aufbauen. Dadurch daß die weißen Kalklagen in manchen Teilen des Bruches bei weitem überwiegen, entsteht ein reinerer und nutzbarer Kalkstein, der nur noch ganz dünne Blätter jenes roten dolomitischen Gesteins enthält. An anderen Punkten stellen sich in diesem Kalkstein unregelmäßige, wellige Flasern von tonigem Material reichlich ein, so daß das Gestein dadurch den Habitus eines Flaserkalkes annimmt. Wo aber umgekehrt die braunroten Lagen die weißen Kalklagen verdrängen und dann selbständig auftreten, wie dies an der östlichen Bruchwand beobachtet wird, resultiert ein sich rauh anfühlendes Schiefergestein, das sich zum größeren Teil aus durch Eisenoxydflocken verunreinigter Tonschiefermasse zusammensetzt, in welcher aber in großer Menge kleine, etwa 0,05 bis 0,1 mm große dolomitische Carbonatkörnchen eingestreut liegen. Die oft erwähnten dunkelroten Lagen werden ferner an manchen Stellen, namentlich an der Nordwest-Seite des Plümeckeschen Bruches durch schwarze, feinschliechige, den Alaunschiefern in jeder Beziehung ähnliche Tonschiefer vertreten, so daß daselbst das Gestein schwarz und weiß gebändert ist. In den kohligen schwarzen Schiefern sind oft winzige Pyritkryställchen zahlreich eingesprengt, doch sind in ihnen die in den echten Alaunschiefern des Obersilurs so häufigen Graptolithen bisher nicht aufzufinden gewesen. Ebenso wenig lieferten die den schwarzen Schiefern ganz lokal eingelagerten, meist flachen, kreisrunden Phosphoritkonkretionen Fossilien. Die Kohleführung greift in manchen Partien von den zwischengelagerten schwarzen Schiefern auf den Kalk selbst über, und dieser schwarze Kalk ist infolge seines feinen Kornes makroskopisch dem später zu behandelnden Culmkalk ähnlich, kann aber schon petrographisch durch seine krystalline Beschaffenheit u. d. M. von diesem leicht unterschieden werden. Auch tiefschwarzer, splitterig brechender Kieselschiefer ist dem schwarzen Kalkstein in vereinzelten, etwa fingerstarken Schichten eingeschaltet. U. d. M. erscheint dieser Kieselschiefer trotz seiner schwarzen Farbe gut durchsichtig und wird besonders dadurch interessant, daß in ihm vollkommen scharf ausgebildete Kalkspatrhomboeder (nach den krystallographischen Verhältnissen das Grundrhomboeder R) von den winzigsten Dimensionen bis etwa 0,7 mm Größe in regelloser Verteilung zerstreut liegen. Ihr Kern ist durch beigemengte kohlige Substanz fein bestäubt, während sich an ihrem Rand eine schmale, von letzterer freie Zone hinzieht.

In dem Plümeckeschen Kalkbruche setzt außerdem, augenblicklich aber nur in Bruchstücken anzutreffen, ein eigenartiger

Kalksandstein auf, welcher fast nur aus 2 mm großen, abgerundeten Quarzkörnchen, Kieselschieferfragmenten und vereinzelten Kalksteinbrocken besteht, die durch Kalkcement verfestigt werden, aber unter dem Einfluß der Atmosphärilien bald zu einem groben Sand zerfallen. Diese Bruchstücke entstammen der gangförmigen Ausfüllung von Verwerfungsspalten.

Der Kalkstein, der durch die Brüche östlich der Görlitz-Berliner Bahn aufgeschlossen ist, unterscheidet sich von den eben beschriebenen Varietäten nur dadurch, daß hier die gebänderten Kalke mehr zurücktreten und der Kalkstein fast durchweg in größerer Mächtigkeit reiner und abbauwürdiger ist. Die reinste Modifikation wird in dem Bruche der Firma Altmann = Nieder-Ludwigsdorf gebrochen. Dieses Gestein zeichnet sich durch massige oder nur grob angedeutete bankige Absonderung und fast marmorartigen Habitus aus und ist von Tonschieferflasern und -lagen nur wenig durchsetzt.

In dem benachbarten Dominialbruche = Nieder-Ludwigsdorf ist solch völlig reiner Kalkstein nicht mehr in derselben Mächtigkeit vorhanden wie in dem zuletzt erwähnten Bruche. Vielmehr nimmt hier der meist grobkrystalline Kalkstein in großer Menge rote, ockerige Putzen und dann rote, aus Tonschiefermaterial bestehende Flasern auf, wird dadurch zu einem ausgezeichneten Flaserkalk und macht als solcher die Hauptmasse des abbauwürdigen Gesteins aus. Lokal treten statt des weißen grobkrystallinen Kalksteins auch rötliche und bläulichgrau gefärbte, meist kleinerkörnige Partien auf. Auch ein fast reiner, rötlich gelber, zuckerkörniger Dolomit ist an einer Stelle des Bruches aufgeschlossen, ohne daß man seine Verbandsverhältnisse mit dem umgebenden Kalkstein ermitteln könnte. Die hangendsten Partien des im Dominialbruche aufgeschlossenen Komplexes nehmen intensiv rote, dickspaltende Tonschiefer ein, die oft von Kalkspattrümern durchzogen werden. Die Lagerungsverhältnisse sind in diesem Aufschlusse recht kompliziert. Die Richtung des Streichens und Fallens wechselt in den einzelnen Teilen des Bruches in ganz beträchtlicher und oft unvermittelt rascher Weise, jedoch scheint ein nordwestliches Streichen und nordöstliches Einfallen vorzuherrschen.

Die Kalksteine, die jenseits der Neiße an den Teufelssteinen bei Hennersdorf in zwei jetzt auflässigen Brüchen aufgeschlossen sind, stimmen mit denen rechts des Flusses völlig überein. Es sind sowohl weiße grobkrystalline, wie auch feinerkörnige und dann meist rötlich bis violett oder bläulich, seltener auch schwarz gefärbte, gebänderte oder von Schiefer-

flasern durchzogene Modifikationen vertreten, die in dem östlichen der beiden Brüche N 60° W streichen und mit etwa 60° nach Süden einfallen. In ihrem Liegenden soll nach PECK[1]) Kieselschiefer anstehen.

Tonschiefer treten im höheren Obersilur namentlich im Hangenden der Kalksteine auf, wie dies eben vom Dominialbruche berichtet wurde. Dort sind es intensiv rot gefärbte, von Kalkspattrümern und Kalksteinschmitzen vielfach durchschwärmte Schiefer, die durch Zurücktreten des Kalksteins und Überwiegen des Schiefermaterials allmählich aus dem Flaserkalk hervorgehen. Ganz ähnliche Schiefer stehen in dem auflässigen Ober-Neundorfer Kalkbruche östlich der Station Charlottenhof im Hangenden des Kalksteins an und haben hier durch Anwitterung eine grünlich- bis gelblichgraue oder schwach violette bis rötliche Färbung angenommen. Ihnen gesellen sich sehr feinschlichige, dünnblätterige, weiche und seidenglänzende Tonschiefer sowohl von hellgrauer wie auch von intensiv roter Farbe zu. Derartige Tonschiefer des obersten Silurs treten außerdem nur noch am Krauschaer Weg am Ostrand des Waldes bei Station Charlottenhof (Jagen 25) zutage.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die eben geschilderten Tonschiefer das Hangende des ganzen obersilurischen Kalksteinkomplexes der dortigen Gegend bilden, ferner, daß ihr unmittelbar Liegendes die flaserigen Kalkstein-Varietäten sind, unter welchen dann, vielleicht auch nur lokal, der reinste weiße Kalkstein liegt, während die gebänderten Modifikationen einen noch tieferen Horizont einnehmen dürften. In den tiefsten Schichten stellen sich schließlich die schwarzen Kalksteine, die alaunschieferartigen Gesteine, lokal mit Phosphoritkonkretionen, und die Kieselschieferlagen ein und vermitteln nach dem Liegenden zu den Übergang zum unteren Graptolithenhorizont des Obersilurs.

Die Klärung des inneren Aufbaues dieses ganzen Schichtenkomplexes wird durch tektonische Störungen außerordentlich erschwert. So stehen lokal (PLÜMECKES Bruch) die Schichten vollkommen saiger, infolgedessen sich Hangendes und Liegendes nicht mehr unterscheiden lassen. Dem bei diesen Vorgängen tätig gewesenen Gebirgsdruck ist es zuzuschreiben, daß die dortigen obersilurischen Kalksteine in so hervorragendem Maße krystallin geworden sind, ein Prozeß, an welchem hier kontaktmetamorphe Einflüsse nicht beteiligt gewesen sein können.

Wie schon die mikroskopische Untersuchung von Dünn-

[1]) Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz 1875, S. 195.

schliffen zeigt, bestehen auch die scheinbar reinsten Kalksteine nicht allein aus Kalkspat, sondern es sind diesem noch andere Carbonate in mehr oder weniger großer Menge zugesellt. Die chemische Prüfung erweist die Gegenwart namentlich von Fe und Mg, deren Carbonate dem Calcit entweder nur in geringer Menge beigemischt sind, oder die mit Ca CO_3 zusammen selbständige Körnchen von mehr dolomitischer Zusammensetzung bilden.

Auf diesen nicht unbeträchtlichen Gehalt des Obersilurkalkes besonders an Eisen ist eine Reihe von auffälligen Erscheinungen zurückzuführen, die den Görlitzer Kalksteinen eigen sind. So erklärt sich namentlich auch die intensive rote Farbe, mit der sich alle nicht frisch bearbeiteten Bruchwände überziehen, aus der durch die Einwirkung der Atmosphärilien bedingten Verockerung des Kalksteins. Ebenso ist der erdige Brauneisenstein, der z. B. im ALTMANNschen Bruche in Verbindung mit dem Obersilurkalke angetroffen wird, ein aus dem eisenhaltigen Kalk hervorgegangenes Zersetzungsprodukt. In gleicher Weise wird das Brauneisenerz, das bei Jänkendorf ansteht und eine Zeitlang Gegenstand bergmännischer Gewinnung war, auf stark eisenhaltigen Kalkstein zurückgeführt[1]). Schließlich gehört hierher eine am schönsten in dem ALTMANNschen Bruche bei Nieder-Ludwigsdorf ausgeprägte Erscheinung. Daselbst sind etwa 6 m tiefe und 4 m breite trichterförmige Vertiefungen in den marmorartigen, weißen Kalkstein eingesenkt, die mit einem stark eisenschüssigen und daher bald intensiv roten, bald mehr gelbbraun gefärbten Ton erfüllt sind. Letzterer kann mit der Terrarossa der adriatischen Küstenländer verglichen werden und ist ebenfalls ein Produkt der Tätigkeit der Sickerwässer, welche zwar den kohlensauren Kalk zu lösen vermochten, die tonigen Beimengungen aber und das Eisen desselben als Eisenoxydhydrat zurückließen.

Funde von organischen Resten sind in dem obersilurischen Kalkstein und den zugehörigen Tonschiefern des Görlitzer Gebietes bis jetzt nicht gemacht worden und bei der krystallinen Beschaffenheit des Kalksteins in diesem auch für die Zukunft kaum zu erwarten. Wenn man trotzdem den ganzen beschriebenen Komplex dem Obersilur zugeteilt hat, so waren dabei hauptsächlich folgende Erwägungen maßgebend: Der betrachtete Kalksteinzug wird beiderseits von echten obersilurischen Bildungen begleitet, namentlich stehen in seiner Nähe vielfach Kieselschiefer an, wie ja solche nach PECK auch an den Teufelssteinen bei Hennersdorf das Liegende der Kalk-

---

[1]) v. ROSENBERG-LIPINSKY, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 216.

steine bilden. Ebenso deutet die Wechsellagerung des Kalksteins mit kohlereichen, den Alaunschiefern so ähnlichen Schiefern und mit Kieselschiefern auf eine Verknüpfung des Kalksteinkomplexes mit dem unteren Graptolithenhorizont hin. Den hohen Eisengehalt haben die betrachteten Kalksteine mit vielen anderen Obersilurkalken gemein, die aus diesem Grunde im Vogtland und in Ostthüringen den Namen Ockerkalke führen und sich in ihrer Fossilarmut den Görlitzer Kalksteinen nähern.

Für den immerhin nicht ganz ausgeschlossenen Fall, daß an irgendeiner Stelle des von uns beschriebenen Kalkstein-Tonschiefer-Komplexes fossile Reste des Devons zur Beobachtung gelangen sollten, müßte auf Grund derselben unsere Anschauung vom silurischen Alter dieser Schichtengruppe aufgegeben werden. Letztere würde dann eine sehr steile Einquetschung des Devons zwischen die Schiefer des Obersilurs repräsentieren.

Nachtrag: Nach druckfertigem Abschluß der vorliegenden Abhandlung publizierte Herr E. Zimmermann in den Monatsberichten der Deutsch. geol. Ges. 1908, Nr. 7 eine kurze Mitteilung „Über das Palaeozoicum bei Görlitz und die Auffindung devonischer Trilobiten daselbst.“ Hier berichtet er auf S. *170*, daß ihm die roten Tonschiefer des mit dem Ludwigsdorfer Kalkstein verknüpften Knollenkalkes „eine größere Zahl von Trilobitenresten geliefert haben, meist kleine Schwänzchen, die nach der Bestimmung des Herrn Dienst Phacopiden oder Proetiden sind und für Devon sprechen“. Gelingt es, in den Resten dieser Trilobitengenera, die ja nicht nur dem Devon, sondern auch dem Obersilur angehören können, zweifellos devonische Formen festzustellen, so ist die Frage nach der Zugehörigkeit der Görlitzer Kalke zugunsten des Devons entschieden.

d) Obersilurische Diabase.

In demselben Streifen, in dem die Obersilurkalke aufgeschlossen sind, stellen sich auch altvulkanische Gesteine, nämlich Diabase und deren Tuffbildungen, ein, so namentlich nördlich von Hennersdorf in der Nähe der Teufelssteine, ferner bei Vwk. Emmerichswalde im sog. „Weißen Berge“ und schließlich an mehreren Stellen nördlich von dem Plümeckeschen Kalkwerke. Da Einlagerungen von Diabasgesteinen in dem ganzen übrigen Silurgebiet ebenso wie in dem später zu behandelnden Culmdistrikt vollständig fehlen, so läßt sich schon aus dieser beschränkten Verbreitung und ihrer geologischen

Vergesellschaftung schließen, daß sie ihrem Alter nach in die nächste Nähe der Obersilurkalke zu stellen sind. Freilich ist ein Aufschluß, der ihre Lagerungsverhältnisse und Altersbeziehungen zu den Kalksteinen zu klären vermöchte, nicht vorhanden.

Da die Diabasgesteine nur sehr mangelhaft aufgeschlossen, vielmehr meist vom Diluvium, und zwar besonders vom Löß, verhüllt sind, ist man vielfach nur auf Lesesteine angewiesen, die natürlich immer einen beträchtlichen Grad der Verwitterung an sich tragen und dann eine eingehende mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine untunlich machen.

Körnige Diabase sind namentlich nördlich von Hennersdorf nach den Teufelssteinen zu verbreitet, aber nur in einem einzigen, kleinen, auflässigen Bruche am Bahnübergange bei den Teufelssteinen aufgeschlossen. Das Gestein besitzt eine dunkle grünlichgraue Färbung, ist massig abgesondert und wird von weißen Kalkspattrümern mehrfach durchsetzt. Im Schliff erkennt man breite Leisten von Plagioklas mit nur wenig Zwillingslamellen, lichtgrünen Augit, der von Sprüngen aus schon ziemlich weit der Zersetzung in chloritische Mineralien anheimgefallen ist, sowie lange, quergegliederte Apatitnadeln und in beträchtlicher Menge große Individuen von Titaneisen. Letztere sind jedoch größtenteils in bräunlichweißen Leukoxen umgewandelt und verraten zugleich infolge des ungleichmäßigen Fortschreitens dieser Umsetzung deutlichen Schalenbau. Als sekundäre Gesteinsgemengteile treten reichlich chloritische Mineralien, ferner Eisenkies und Hämatit auf.

Weiter nach Hennersdorf zu steht am Rande einer kleinen verschütteten Grube an einem Wäldchen östlich der Bahn ein Gestein an, welches jedenfalls einen eigenartig zersetzten Diabas darstellt. Nur die Plagioklase sind noch ziemlich frisch, auch große Apatitnadeln und die charakteristischen Formen des teilweise in Leukoxen umgewandelten Titaneisens sind zugegen; von Augit aber ist nichts mehr zu entdecken, indem aus dessen Zersetzung sehr reichliches Eisenoxydhydrat und Hämatit, mancherlei Carbonate und Quarz hervorgegangen sind, die dem Gestein sein eigentümliches, zuckerkörniges Gefüge und sein braun und weiß geflecktes Aussehen verleihen. Neugebildeter Albit in scharf umgrenzten Roctourné-Zwillingen sowie Quarz und Carbonate beteiligen sich namentlich an der Ausfüllung von Gesteinsklüften.

Nördlich von dem Plümeckeschen Kalkbruche, östlich von Rengersdorf, verraten Lesesteine gleichfalls mehrfache Vorkommnisse echter körniger Diabase.

In der Nähe aller solcher Diabase stellen sich Tuffbildungen der letzteren ein, sind aber auch nur schlecht aufgeschlossen. Sie sind alle weitgehend chloritisiert und bieten u. d. M. nichts besonderes. In dem „Weißen Berge“, einem Hügel nördlich von Vwk. Emmerichswalde, steht in einem kleinen auflässigen Bruche ein Schalstein an, welcher westnordwestliches Streichen besitzt und steil nach Süden einfällt.

Fossilien wurden in den Diabastuffen des Untersuchungsgebietes nicht aufgefunden. Als Begleiter des unter c) beschriebenen Kalksteinkomplexes fallen diese altvulkanischen Gesteine der nämlichen Altersbestimmung anheim.

e) Der obere Graptolithenhorizont.

In dem oben begrenzten Untersuchungsgebiete scheint der das oberste Silur repräsentierende Komplex des „oberen Graptolithenhorizontes“, welcher im Vogtland und in Ostthüringen durch die typischen Graptolithen des englischen Ludlow gekennzeichnet wird, zu fehlen; wenigstens ist er nirgends aufgeschlossen. Dagegen wurden im Jahre 1865 weiter östlich von Görlitz beim Bau eines Eisenbahneinschnittes am Steinberg bei Lauban[1]) schwarze Alaunschiefer aufgedeckt, die nach den damals ins Görlitzer Museum gelangten Belegstücken die für den „oberen Graptolithenhorizont“ des Vogtlandes so charakteristischen, geraden, breiten Graptolithenformen wie *Monogr. colonus* u. a. m. sowie auch gelegentlich Phosphoritkonkretionen führen. Es liegt daher durchaus nicht außerhalb des Bereichs der Möglichkeit, daß auch in unserem Untersuchungsgebiet die Schichten dieses „oberen Graptolithenhorizontes“ zur Ablagerung gelangt sind. Wahrscheinlich besitzen sie aber, genau wie im Vogtland, nur geringe Mächtigkeit und dürften wie dort in späteren Zeiten größtenteils der Vernichtung anheimgefallen sein; oder sie werden, wo solches nicht geschehen ist, heute durch Ablagerungen des Tertiärs und des Diluviums bedeckt und auf diese Weise der Beobachtung entzogen.

Aufbau des Lausitzer Silurs und Vergleich mit anderen Silurarealen.

Die im vorstehenden ausführlich beschriebenen silurischen Ablagerungen der Lausitz fügen sich zu folgendem tabellarischen Gesamtbilde zusammen:

[1]) Peck, N. Jahrb. f. Min. 1865, S. 459. — F. Römer, Schles. Ges. f. vaterl Cultur, Breslau 1865, S. 37. — Roth, Diese Zeitschr. XVIII, 1866, S. 13. — Peck, Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz XIII, 1868, S. 104.

Obersilur	so_2	= Oberer Graptolithenhorizont (bei Lauban) vorwiegend Alaunschiefer mit *Monogr. colonus* usw.; Phosphoritkonkretionen.
	so_2k	= Kalke des Obersilurs (= Ockerkalk des Vogtlandes), in den höheren Horizonten Tonschiefer. Wahrscheinlich im Hangenden dieser Stufe: Diabase und Diabastuffe.
	so_1	= Unterer Graptolithenhorizont: Kieselschiefer mit Alaunschiefern und kieseligen Schiefern; mit *Monogr. Proteus*, *spiralis*, *turriculatus*, *Climacogr. scalaris* u. a., ferner mit Radiolarien, Conodonten und Orthoceren; lokal mit Phosphoritkonkretionen.
	so_1h	= Kieselige Schiefer und Hornsteinschichten, nach oben zu durch Übergänge mit dem Kieselschiefer des so_1 verbunden. Graptolithen fehlen noch; *Sphaerosomatites*.
Untersilur	su	= Quarzitische Schiefer und Tonschiefer besonders im SO von Niesky; petrographisch durch Übergänge mit dem Dubrau-Quarzit verknüpft.
	suq	= Quarzite der Dubrau, plattig abgesondert, mit Linguliden (*L. Rouaulti* Salt.) und *Scolithus*; Quarzit des Caminaberges, massig, fossilleer.

So weit sich unmittelbar aus den einzelnen Ablagerungen selbst und vor allem aus deren Fossilführung Beweise für diese Gliederung des Lausitzer Silurs erbringen lassen, ist dies gleich bei der textlichen Behandlung der betreffenden Komplexe geschehen. Darnach kann besonders die Stellung der fossilführenden Schichten als vollständig gesichert angesehen werden. Bei den anderen, die keine Fossilien zu führen scheinen oder doch wenigstens keine zur Bestimmung brauchbaren Reste liefern, ist die Einordnung in das System wesentlich auf Grund der petrographischen und der Verbandsverhältnisse sowie des Vergleichs des Lausitzer Silurs mit demjenigen anderer Silurareale erfolgt.

Am meisten wird die Gliederung des Lausitzer Silurs dadurch erschwert, daß Aufschlüsse, die mehrere Einzelglieder der silurischen Schichtengruppe in ihrem gegenseitigen Verband zeigen, überhaupt nicht vorhanden sind, und daß die Tektonik des ganzen Silurareales höchst kompliziert und verworren ist, so daß die Schichten selbst in einander eng benachbarten Aufschlüssen nach ganz verschiedenen Richtungen streichen und fallen. Höchstens, wenn man die oberflächliche Verbreitung des aber im einzelnen ebenfalls sehr wechselvoll streichenden und fallenden Kalksteinzuges nördlich von Görlitz in Betracht zieht, läßt sich ein im großen und ganzen nordwestliches Streichen des Gesamtkomplexes erkennen. Durch diese äußerst

verwickelte Tektonik unterscheidet sich das Silur wesentlich von dem später zu behandelnden Culm, bei dem sich wenigstens die Verbreitungsgebiete der einzelnen Stufen in ein ausgesprochen NW—SO streichendes System einordnen lassen. Daraus darf man unter Berücksichtigung des Umstandes, daß fraglos devonische Ablagerungen im Untersuchungsgebiete bis jetzt vermißt werden, wohl schließen, daß die silurischen Schichten schon in der Devonzeit von tektonischen Vorgängen betroffen worden sind, deren Resultat aber später besonders durch die carbonische Auffaltung verdunkelt wurde.

Im Lausitzer Silur macht sich ein wesentlicher Unterschied zwischen der unteren und der oberen Abteilung dieser Formation dadurch geltend, daß die erste sich nur aus Sedimenten rein klastischer Natur (Quarziten und quarzitischen Schiefern) aufbaut, daß in der anderen dagegen wesentlich organogene Gesteine (wie die kieseligen Schiefer, Hornsteine, Kieselschiefer, Kalke) zur Vorherrschaft gelangen. Ist also das Untersilur als eine Bildung in einer Litoralzone zu betrachten, so muß man für das Obersilur annehmen, daß mindestens ein großer Teil dieses Schichtenkomplexes in beträchtlicheren Tiefen zum Absatz kam, daß mithin zwischen dem Unter- und dem Obersilur ein Absinken des Gebietes zur offenen See erfolgt sein muß. Die Vermutung aber, daß dadurch das Obersilur diskordant auf das Untersilur aufgelagert sei, kann leider durch keine Beobachtung in der Natur gestützt werden.

Durch die verschiedenartige facielle Ausbildung seiner älteren und jüngeren Abteilung erweist sich das Lausitzer Silur als ein Glied der böhmisch-mediterranen Silurfacies[1]), wie sie namentlich in Böhmen, dem Vogtland und Ostthüringen, ferner einem großen Teil von Frankreich und auf der Iberischen Halbinsel verbreitet ist. In allen diesen Ländern beginnt das Silur mit der Transgression eines Meeres, aus dem vorwiegend sandige Sedimente, wie der armorikanische Sandstein, gebildet wurden, und endet mit der Herausbildung des abyssischen Graptolithenmeeres, während in den weiter nördlich gelegenen Gebieten, in England und in Skandinavien, auch schon im Untersilur mit reicher Fauna ausgestattete Sedimente eines offenen Ozeans zum Absatz gelangten.

Es wurde schon S. 45 dargelegt, daß der Dubrau-Quarzit infolge seiner Führung von *Lingula Rouaulti* Salt. als gleichaltrig mit dem „armorikanischen Sandstein" und daher als unterstes Silur zu betrachten ist. Derartige Bildungen aus

---

[1]) Frech, Lethaea palaeozoica II, S. 88.

terrigenem Material bauen auch in Böhmen die dort das Untersilur repräsentierende Etage D größtenteils auf. Doch führen die dortigen Quarzite, Sandsteine und Schiefer ziemlich reichlich Fossilien und unterscheiden sich dadurch von dem benachbarten, äußerst fossilarmen vogtländisch-thüringischen Untersilur, welches hauptsächlich von Tonschiefern mit zwei zwischengeschalteten, aber nur wenig mächtigen Quarzitbänken zusammengesetzt wird.

Das Obersilur des Untersuchungsgebietes beginnt mit der Stufe der kieseligen Schiefer und Hornsteine, welche von dem unteren Graptolithenhorizont abgetrennt werden mußte, weil in ihr Graptolithen noch durchaus vermißt wurden. Da sich aber für diese Stufe nirgends Äquivalente finden lassen, ist es sehr wahrscheinlich, daß sie nur eine lokale Ausbildungsweise des Tiefsten des unteren Graptolithenhorizontes sind oder aber das alleroberste Glied des Untersilurs repräsentieren, mit dem dann das Obersilur konkordant verbunden sein würde. Das übrige Obersilur schließt sich in seiner Ausbildung in höchst bemerkenswerter Weise an das vogtländisch-ostthüringische Obersilur an, welches ebenfalls in einen „unteren Graptolithenhorizont", eine darauf folgende Kalkstein-Etage und einen „oberen Graptolithenhorizont" gegliedert wird. Dabei erstreckt sich die Übereinstimmung bezüglich der beiden Graptolithenhorizonte nicht allein auf die Fauna, sondern ebenso auf die Gesteinsausbildung selbst. Nur die durch die gelegentliche Führung von *Cardiola interrupta* charakterisierten Ockerkalke des Vogtlandes sind im Görlitzer Gebiet nicht sofort wiederzuerkennen, weil sie hier einen ziemlich grobkrystallinen Habitus angenommen haben. Doch kann durch die sonstige Übereinstimmung der Görlitzer mit den vogtländischen Kalken und durch die S. 71 und 73 angegebene Verknüpfung der Kalke mit Kieselschiefern und mit alaunschieferartigen Gesteinen, welche lokal auch Phosphoritkonkretionen enthalten, die Stellung der ersteren wohl als gesichert angenommen werden. Auch in Böhmen (Etage E 2) und in den anderen Verbreitungsgebieten des böhmisch - mediterranen Meeresbeckens sind im gleichen Niveau des Obersilurs namentlich Kalksteinbänke ausgebildet worden, und auch Diabase treten andererorts in diesen Horizonten nicht selten auf.

Nach Osten zu dürfte sich das Silur des Görlitzer Gebietes in ähnlicher Ausbildungsweise jedenfalls noch weiter fortsetzen. Da aber hierüber aus Niederschlesien bisher noch keine spezielleren Publikationen vorliegen, konnte dieses Gebiet zum Vergleich mit dem Görlitzer Silur nicht herangezogen werden.

II. Der Culm.

Devonische Ablagerungen scheinen nach den bisherigen Befunden im Görlitzer Grauwackengebiet zu fehlen, vielmehr folgt hier auf das Silur direkt das Subcarbon, und zwar der Culm. Hieraus geht hervor, daß unmittelbar nach Ausbildung des Silurs eine mit Aufrichtung seiner Schichtkomplexe verbundene Hebung stattgefunden hat, durch deren Vollzug das Devonmeer aus dem Gebiete der Oberlausitz zurückgedrängt wurde. Während dieser Zeit vollzog sich eine Verwitterung und Lockerung der neugewonnenen Landoberfläche zu losem Schutt. Erst mit dem Beginn der Carbonzeit begann eine neue Senkung, während deren sich der Culm aus dem aufgearbeiteten Detritus namentlich des silurischen Untergrundes aufbaute, wobei durch lokale Eingriffe des Meeres in das Litoral hier und da eine Culmkalk-Linse zum Absatz und zur Einlagerung in die klastischen Sedimente gelangte.

Der Culm, der eine große Ausdehnung im Norden des westlichen Sachsens besitzt, und der auch östlich der Elbe auf der großen Strecke von letzterer bis Königswartha fast allein das Palaeozoicum repräsentiert, erstreckt sich von dort aus in einem breiten Streifen weiter ostwärts, überschreitet in der Gegend von Weißenberg die sächsisch-preußische Grenze und erlangt dann in dem Görlitzer Grauwackengebiet von allen zutage tretenden paläozoischen Formationen die größte Verbreitung. Während er auf den Sektionen Welka-Lippitsch und Baruth-Neudorf der sächs. geol. Spez.-Karte fast überall unter einer mächtigen Schwemmlanddecke verborgen liegt, die nur hie und da sich etwas lüftet, tritt der Culm innerhalb unseres Arbeitsgebietes aus den überlagernden jüngsten Formationen meist in der Form langgezogener Rücken an die Erdoberfläche, um erst jenseits Görlitz wieder unter die Bildungen namentlich der miocänen Braunkohlenformation unterzutauchen. In dieser ganzen Zone bildet der Culm einen mehr oder minder breiten Streifen, der im Süden direkt an den Granit angrenzt, von dem er z. T. auch kontaktmetamorphisch beeinflußt wurde, und im Norden sich an den Verbreitungsbezirk des Silurs anschließt. Innerhalb dieses gut zu verfolgenden Culmstreifens treten ältere Gesteine nur an einem Punkte auf, nämlich dort, wo der untersilurische Komplex des Dubrau-Quarzites inselförmig aus dem Culm hervorragt.

Der petrographische Aufbau des Culms ist in dem ganzen untersuchten Gebiete viel mannigfaltiger als weiter

im Westen. Während er sich dort fast nur aus Grauwacken und Grauwackenschiefern zusammensetzt, nehmen hier an demselben teil:

1. Grauwackenkonglomerate,
2. körnige Grauwacken, Grauwackenschiefer und Tonschiefer,
3. Kalksteine.

Von diesen Gesteinen besitzen auch hier die körnigen Grauwacken zusammen mit den mit ihnen wechsellagernden Grauwackenschiefern und Tonschiefern die größte Verbreitung. Die Konglomerate sind mit ihnen nicht durch Wechsellagerung verknüpft, sondern bilden selbständig eine mächtige Zone im Liegenden jener. Die Kalksteine endlich haben nur untergeordnete Bedeutung und treten im Tiefsten der Grauwackenzone zusammen mit schwarzen, den Posidonienschiefern ähnlichen Tonschiefern in nur geringer Verbreitung auf. Culmische Ergußgesteine sowie Tuffe von solchen wurden nirgends beobachtet.

1. Gesteinsbeschaffenheit und Lagerungsform.

A. Die Konglomerate.

Das Material, aus dem die culmischen Konglomerate gebildet wurden, entstammt zum allergrößten Teile Gesteinen, die auch jetzt im Görlitzer Grauwackengebiet anstehend zu beobachten sind. Am augenfälligsten ist an der Zusammensetzung der Konglomerate die Beteiligung des Kieselschiefers, und zwar ist es sowohl der tiefschwarze, stark von Quarzäderchen durchtrümerte, wie auch jener durch hellere und dunklere Lagen gestreifte, meist grau erscheinende obersilurische Kieselschiefer. Ebenso stellen sich die Hornsteine und kieseligen Schiefer des tiefsten Obersilurs an manchen Orten reichlich unter den Geröllen ein. Gewisse weiche, weiße, meist aber noch durch schwarze Putzen und Flecke gesprenkelte Tonschiefer, die namentlich bei Kunnersdorf und westlich von Rengersdorf als Gerölle im Konglomerat auftreten, dürften wohl als durch atmosphärilische Einflüsse entfärbte Alaunschiefer anzusprechen sein. Zu diesen obersilurischen Gesteinsfragmenten gesellen sich solche der quarzitischen Gesteine des Untersilurs, die aber stets an Anzahl hinter den ersteren erheblich zurückbleiben; es sind dies besonders der weiße Dubrau-Quarzit und ein ganz gleicher, nur dunkelgrau gefärbter Quarzit, welch letzterer sich namentlich in einer Grube an

der Berliner Bahn südlich vom „Kupferschacht“ bei Nieder-Ludwigsdorf etwas reichlicher einstellt und hier ziemlich große Gerölle bildet, der aber nirgends anstehend beobachtet werden konnte. Bemerkenswert ist es, daß sich Bruchstücke der obersilurischen Kalksteine, Diabase und Diabastuffe nicht im Culmkonglomerat finden ließen.

Von den Gemengteilen des Konglomerats sind die härteren, wie Kieselschiefer und Quarzite, meist stark abgerollt. Die Bruchstücke der an sich dünnplattig abgesonderten Gesteine dagegen, wie die kieseligen Schiefer und Alaunschiefer, haben die Gestalt flacher Scheiben angenommen. In ihren Dimensionen variieren die Rollstücke zwischen Erbsen- und Kopfgröße; am verbreitetsten ist jedoch ein Konglomerat mit durchschnittlich hasel- bis walnußgroßen Geröllen. Alle werden verkittet durch ein sandsteinartiges Cement, das sich in seiner Zusammensetzung von derjenigen der Gerölle selbst kaum unterscheidet, an dem sich aber vielfach tonige Bröckchen, die von den leichter zerreiblichen Ton- und Alaunschiefern herrühren dürften, in etwas größerer Menge beteiligen. Diese das Geröllhaufwerk verkittende Grundmasse hat deshalb ein schwarz und weiß gesprenkeltes Aussehen, wie es auch das Konglomerat selbst in weitaus den meisten Fällen darbietet. Oft tritt das Cement gegenüber den Geröllen sehr in den Hintergrund, ohne aber jemals ganz zu fehlen. An anderen Stellen wieder überwiegt es die Gerölle stark, ja kann diese gänzlich verdrängen und bildet dann selbständige, meist unregelmäßig begrenzte, regellos verteilte Einlagerungen eines grauen oder schwach gelblichen, ziemlich groben Sandsteins innerhalb des Konglomerats (z. B. nördl. von Weigersdorf, nördl. der Kunnersdorfer Mühle, in der Grube a. d. Berliner Bahn südl. vom Kupferschacht). Da aber dieser Sandstein dieselbe Zusammensetzung wie das Konglomerat hat, ist er auch immer von den echten, später zu behandelnden körnigen Grauwacken des Culms leicht zu unterscheiden, die einerseits stets fester und zäher sind, andererseits in ihrer Masse als wesentliche Gemengteile auch Glimmerblättchen und Feldspatfragmente führen, die beide dem Konglomeratsandstein völlig zu fehlen scheinen.

Wie somit die Konglomerate sowohl der Größe der Gerölle nach, wie in der Menge des sich beteiligenden Cementes vielfach variieren, so sind auch hinsichtlich der Gesteinszusammensetzung der ersteren auffällige Schwankungen zu bemerken, indem Fragmente gewisser Gesteine bald vorherrschen, bald fast ganz verschwinden. Schwarze und graue Kieselschiefer fehlen niemals und bilden sehr oft (Heideberg, Gemeindeberg) den weit-

aus überwiegenden Teil der Gerölle. Dagegen sind Bruchstücke der kieseligen Schiefer nur am Gemeindeberg und bei Quitzdorf etwas reichlicher vorhanden; die weichen, gebleichten Tonschiefer des Silurs kommen nur im östlichen Teile des Konglomeratgebietes bei Kunnersdorf, Rengersdorf und östlich der Neiße bei Hennersdorf in größerer Menge vor. Da sie meist scheibenförmig gestaltet sind, so legen sich diese Scheiben oft annähernd parallel, wodurch sie dem ganzen Gesteinskomplex ein grobschiefriges Aussehen erteilen. Man ist dann in der Lage, das Streichen des Komplexes festzulegen, was bei dem übrigen Konglomerat infolge des Mangels jeglicher Schichtung und bei der völlig regellosen Lage der Gerölle fast nirgends möglich ist.

Die Culmkonglomerate sind an vielen Stellen ihres Verbreitungsgebietes günstig aufgeschlossen. Besonders bemerkenswert ist eine Grube an der Berliner Bahn südlich vom alten „Kupferschacht" im Westen von Ludwigsdorf, wo das Konglomerat in seinen extremsten Ausbildungsweisen vorkommt, und zwar sowohl als feine sandsteinartige wie auch als normale mittelgrobe, besonders aber als gröbste im Görlitzer Culmgebiet zu beobachtende Modifikation mit bis kopfgroßen Geröllen namentlich von grauschwarzem Quarzit und schwarzem Kieselschiefer ausgebildet ist. In diesem Aufschluß fällt auch eine gewisse schichtenartige Schüttung innerhalb des Konglomerats auf, indem metermächtige, verschiedenartig beschaffene Bänke miteinander abwechseln. In allen anderen Aufschlüssen der Culmkonglomerate ist eine derartige, scharf ausgeprägte Wechsellagerung nicht zu bemerken, vielmehr bilden hier die Konglomerate mächtige, massige Komplexe, die zwar meist stark durchklüftet sind, aber keine Bankung oder Schichtung aufweisen. Die feinerkörnigen Partien sind von den gröberstückigen meist nicht durch Schichtfugen getrennt, sondern gehen mit verschwommenen Grenzen in diese über.

Da das Konglomerat fast immer nur durch ein stark toniges, sandsteinartiges Cement verkittet ist, so ist es relativ leicht zerstörbar und kann als Werkstein keinerlei Verwendung finden. Unter dem Einflusse der Verwitterung zerfällt es leicht in Bruchstücke, die sich ihrerseits wieder in die einzelnen Gerölle auflösen. Das auf diese Weise durch und durch gelockerte Konglomerat wird von den Anwohnern in ausgiebigem Maße zur Wegebeschotterung verwendet.

Infolge seiner Zusammensetzung bildet das Konglomerat einen nur wenig fruchtbaren, steinigen Boden, der meist mit Wald bestanden ist (Geiersberg, Gemeindeberg); und nur, wo

es von einer, wenn auch schwachen Lößdecke überzogen ist, wird der Boden für den Ackerbau geeigneter, wie westlich von Rengersdorf.

B. Die Grauwacken.

Den Konglomeraten stehen als Bausteine des Görlitzer Culms die „Grauwacken" gegenüber. Man faßt unter diesem Namen eine Gruppe von recht verschiedenartigen Gesteinen zusammen, die aber durch mancherlei Übergänge unter sich verbunden und durch vielfache Wechsellagerung miteinander verknüpft sind. Sie sollen unter der Bezeichnung

1. körnige Grauwacken,
2. schiefrige Grauwacken,
3. Grauwackentonschiefer

im folgenden näher beschrieben werden.

1. Die körnigen Grauwacken, oft auch als Grauwackensandsteine oder als Grauwacken schlechthin bezeichnet, besitzen ein gleichmäßig feines Korn und haben im bergfrischen Zustande meist dunkel blaugraue Farbe, die beim Anwittern des Gesteins rasch lichter wird und schließlich in ein gelbliches Braungrau übergeht, das oft einen Stich ins Grünliche zeigt. Die im höchsten Falle stecknadelkopfgroßen Gemengteile sind dann schon mit bloßem Auge zu erkennen als weiße, fettig glänzende Quarzsplitter, schwarze Kieselschieferbröckchen und weiße Feldspatfragmente, durch deren feinkörnige Masse in reichlicher Menge silberweiß blitzende Glimmerschuppen unregelmäßig verstreut zu sein pflegen. Auch Pyritkryställchen finden sich innerhalb der Grauwacke selbst, sowie auf Quarztrümern in derselben, an manchen Stellen sogar so reichlich, daß sie früher dazu verlockt haben, auf Gold zu schürfen [Goldgrube in Görlitz][1]).

U. d. M. erkennt man deutlich einen Gegensatz zwischen den eben genannten Gemengteilen und einem dieselben verkittenden, feineren Cement. Von den größeren mineralischen Bestandteilen der Grauwacke herrscht unbedingt der Quarz vor, der meist unregelmäßig begrenzte Splitter und Körner bildet und durch Züge von zahlreichen, winzigen Gasporen und Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen ausgezeichnet ist. Die ebenso unregelmäßig konturierten Feldspatkörner gehören sowohl dem Orthoklas wie dem Plagioklas an, denen sich mehr oder weniger reichliche Mikroklin- und Mikroperthitfragmente zugesellen können. Obwohl alle diese Feldspat-

---

[1]) Abhdlg. d. Naturf. Ges. Görlitz XIII, 1868. S. 100.

körnchen fast stets noch ziemlich wenig von der Verwitterung angegriffen sind, waren doch Aggregate von Quarz und Feldspat, wie man sie erwarten sollte, nicht zu beobachten. Der Glimmer hebt sich im Schliff nicht so gut ab wie im Handstück, was wohl auf die außerordentliche Dünne seiner Schüppchen zurückzuführen ist. Derselbe ist meist ein silberweißer Glimmer, der aber zur Hauptsache als gebleichter Biotit aufzufassen ist, worauf namentlich die Umwandlung einzelner gebleichter Glimmerlamellen in grünen Chlorit hindeutet. Interessant ist das Auftreten oft scharf umgrenzter Zirkonkrystalle, die bis 0,2 mm groß werden und durch ihre hohe Lichtbrechung leicht ins Auge fallen. Apatite kommen seltener vor. Außerdem finden sich schließlich in wechselnder Menge Gesteinsfragmente, namentlich kleine Bruchstücke von schwarzem Kieselschiefer, Quarzit, Tonschiefer und zuweilen von diabasischen Gesteinen, welche letztere jedoch stets in leukoxenführende chloritische Häufchen umgewandelt erscheinen. Alle diese Gemengteile werden durch ein Cement verkittet, das sich im wesentlichen aus denselben, aber feinst zerriebenen Bestandteilen zusammensetzt. An ihm beteiligen sich ferner außer gelegentlichen Erzkörnchen und kohligen Beimengungen, die mitunter wie ein feiner Staub die Grundmasse imprägnieren, vor allem auch neugebildete sericitische und chloritische Substanzen sowie z. T. ebenfalls authigener Quarz.

Die beschriebenen Grauwacken haben nach alledem eine arkoseähnliche Zusammensetzung, die um so bemerkenswerter und stratigraphisch wichtig ist, weil in den culmischen Konglomeraten Fragmente granitischer Gesteine überhaupt nicht anzutreffen waren, während solche zum Aufbau der Grauwacken wesentlich beigetragen haben.

Als eine auffällige Abart der normalen, körnigen Grauwacke kommt lokal eine geröllführende Varietät vor, die aber nur in einem kleinen Schurfe an der Straßenböschung der Görlitzer Chaussee nordwestlich bei Sgn. 220,8 östlich von Kunnersdorf aufgeschlossen war. Bei dieser Varietät liegen in der wie oben beschriebenen Grauwacke ziemlich zahlreiche, bis etwa erbsengroße, bald kugelig, bald mehr länglich eiförmig abgerollte Bruchstücke von Kieselschiefer, Quarzit, Tonschiefer und Quarz.

2. Die schiefrigen Grauwacken oder Grauwackenschiefer haben die gleiche Mineralzusammensetzung wie die sandsteinartigen, körnigen Grauwacken, unterscheiden sich aber von ihnen durch eine Verfeinerung des Kornes und dadurch, daß die einzelnen splitterförmigen Gemengteile sich einander parallel zu legen bestrebt sind, wodurch das Gestein primär

eine gewisse schiefrige Textur annimmt. Von den Grauwackentonschiefern unterscheiden sich die Grauwackenschiefer durch gröberes Korn und durch größere Härte, infolge deren sie sich rauher anfühlen als jene. In ihrer Farbe stimmen sie mit den körnigen Grauwacken vollständig überein.

Der Grauwackenschiefer des Steinbruches nördlich von „Tischbrücke“ an der alten Görlitz-Hennersdorfer Straße ist sehr reich an feinst verteiltem kohligen Staub, der sich in manchen Lagen zu tiefschwarzen Putzen und Flecken anreichert, wie sie sich auch in der schiefrigen Grauwacke des Aufschlusses an der neuen Görlitzer Gasanstalt wiederfinden. Doch erlangen dieselben an letzterem Orte viel größere Dimensionen und bilden bisweilen fußlange, etwa 2—3 cm breite und etwa 3 mm dicke Schmitzen einer stark eisenschüssigen anthrazitischen Substanz, von der aber, worauf gewisse Belegstücke im Museum der Görl. Naturf. Ges. hinweisen, hier und da auch noch etwas größere Partien vorkommen können. Wiewohl irgendwelche organische Struktur an diesen kohligen Massen nicht zu entdecken ist, sind sie doch zweifelsohne pflanzlichen Ursprungs. Sie sind wahrscheinlich dadurch entstanden, daß fein zerriebenes oder zerfallenes vegetabilisches Material dem Grauwackenschlamm beigemengt wurde und sich dabei zu linsenförmigen Lagen anreicherte.

3. Die Grauwackentonschiefer, die mit den körnigen und schiefrigen Grauwacken wechsellagern, stellen den feinsten Niederschlag der Culmgewässer dar und bestehen aus dem gleichen, aber feinst zerriebenen Materiale wie die Grauwacken. U. d. M. erkennt man kleinste Quarzkörnchen, tonige Massen und farblosen bis schwach grünlichen sericitischen Glimmer und etwas Chlorit, wozu sich meist noch etwas kohlige Substanz gesellt. Tonschiefernädelchen treten nicht überall und nur in sehr geringen Mengen auf. Die culmischen Tonschiefer sind stets ziemlich weich, haben in frischem Zustande schwärzlichgraue Farbe mit einem eigentümlichen matten Glanze und werden beim Ausbleichen grünlich- oder gelblichgrau. Schichten von verschieden feinem Material wechsellagern vielfach miteinander und mit dünnen Lagen von Grauwackenschiefer. Da sie an sich etwas dunkler sind als diese und auch etwas weniger schnell ausbleichen, so erhält das Gestein dann im Querbruche ein fein gebändertes Aussehen (neue Görlitzer Gasanstalt, Hennersdorf, Ober-Ludwigsdorf).

Stratigraphisch nehmen gewisse posidonienschieferähnliche Bildungen, wie sie im Orte Kunnersdorf auftreten, eine Sonderstellung ein. Während nämlich die bisher be-

handelten Grauwackengesteine alle in inniger Wechsellagerung miteinander verbunden sind, jedoch so, daß dabei immer die körnigen und schiefrigen Grauwacken vorwalten, kommen die petrographisch den Posidonienschiefern ähnlichen Gesteine selbständig in etwas mächtigerer Entwickelung vor. Sie sind nicht so feinschliechig wie die anderen Tonschiefer und führen jenen, allen Grauwackenvarietäten eigentümlichen kohligen Staub als besonders reichliche Beimengung. In bergfrischem Zustande haben sie daher ein vollkommen schwarzes Aussehen, bleichen aber bei der Anwitterung gelblich- bis grünlichgrau aus, wobei sich oft noch unregelmäßige, randlich verwischte, schwarze, unausgebleichte größere Flecken erhalten. Auf den Schichtflächen tragen sie vielfach glänzende schwarze Überzüge oder auch leberbraune Rinden, spalten in bis 0,5 cm dünne Platten, zeigen lokal Transversalschieferung und zerfallen dann beim Anschlagen in etwa zolllange, scheitähnliche Stücke. Wiewohl sie eine außerordentlich große äußere Ähnlichkeit mit echten culmischen Posidonienschiefern anderer Gegenden, z. B. des Harzes (Lautenthal), aufweisen, sind doch irgendwelche organische Reste bis jetzt noch nicht in ihnen gefunden worden.

Es wurde schon oben erwähnt, daß die verschiedenen Grauwackengesteine untereinander durch allmähliche Übergänge verbunden sind, und zwar ergibt sich dies namentlich, wenn man Stücke verschiedener Fundpunkte miteinander vergleicht, welche dann die sie verknüpfenden Mittelglieder in der Größe ihres Kornes aufweisen. Im einzelnen Aufschluß und in der einzelnen Schicht selbst ist dies hingegen äußerst selten zu beobachten; hier schneiden vielmehr Grauwackenschichten verschiedener Korngröße oft scharf aneinander ab und sind durch Schichtfugen voneinander getrennt. So bilden in dem Steinbruch nördlich von „Tischbrücke“ die körnigen Grauwacken bis über 1 m starke Bänke, denen bis 0,5 m dicke Komplexe von schiefriger Grauwacke und noch schwächere von Tonschiefer zwischengeschaltet sind. Ähnliche Verhältnisse trifft man bei der neuen Görlitzer Gasanstalt und im Tal des Weißen Schöps. Fast stets sind die Schichten der körnigen und der gröberen schiefrigen Grauwacke denen der feinerkörnigen Varietäten an Mächtigkeit und Zahl überlegen. Nur an der oben besprochenen Stelle in Kunnersdorf treten Tonschiefer ohne zwischengelagerte Grauwacken in selbständiger Entwicklung auf in Form jener schwarzen, den Posidonienschiefern so ähnlichen Schiefer, deren wahrscheinlich nur einige Meter betragende Mächtigkeit aber gegenüber dem Hauptkomplexe der Grauwackenzone nur sehr gering ist.

C. Der Culmkalk.

Gegenüber den beiden eben näher behandelten Hauptgesteinsgruppen des Culms steht der Kalkstein an Bedeutung sehr zurück. Dieser Culmkalk tritt nur an einer einzigen Stelle auf, nämlich bei Kunnersdorf am Südfuß des Geiersberges, wo er in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts abgebaut wurde, jetzt aber nicht mehr so gut aufgeschlossen ist.

Der Culmkalk unterscheidet sich schon infolge seiner durchgängig dunkelgrauen bis schwarzen Färbung von den meist hellen Kalken des Obersilurs. Er ist äußerst feinkörnig, und nur hie und da blitzen auf frischem Bruche bisweilen Spaltflächen kleinster Crinoidenstielglieder auf. Er pflegt von zahlreichen Trümern weißen Kalkspats durchschwärmt zu sein, die bald nur haarfein sind, bald bis zu Zentimeterdicke anschwellen und sich oft verästeln und durchkreuzen. Pyritkryställchen sind vielfach schon mit bloßem Auge wahrnehmbar.

U. d. M. fällt in manchen Schliffen in dem die Hauptmasse bildenden, durch fein verteilte kohlige Substanz dunkel gefärbten Kalkstein die relativ große Zahl kleiner, höchstens 0,2 mm großer Quarzsplitterchen auf. Da aber diese niemals scharfe Krystallumgrenzung, sondern die verschiedenste Konturierung besitzen, wie sie Fragmenten zukommt, und da sie außer kleinen Zirkonkryställchen an den Bruchflächen scharf absetzende Züge von Flüssigkeitseinschlüssen enthalten, welche teilweise lebhaft bewegliche Libellen beherbergen, so dürften sie desselben Ursprungs sein wie die Quarzbröckchen der Grauwacken, sind jedenfalls nicht authigener Natur, wie es Gümbel[1]) für die wasserhellen Quarzkörnchen des fichtelgebirgischen Bergkalkes in Anspruch nimmt. Bruchstücke von Zirkon und Turmalin, die ebenfalls im Schliffe sich finden, sind geeignet, erstere Ansicht zu bestätigen. Auch Pyritkryställchen und Aggregate solcher sind nicht selten.

Andere Schliffe wieder sind erfüllt von kleinsten Bruchstücken minimaler, etwa 0,2—0,3 mm im Durchschnitt messender Foraminiferen und in spätigen Calcit verwandelter kleiner Crinoidenstielglieder. Bei beiden ist jedoch der Erhaltungszustand niemals so gut, daß eine nähere Bestimmung durchführbar wäre. Die meisten Schnitte der Foraminiferen deuten auf Zugehörige der Familie der *Rotalidae*.

Daß der Kalk an einigen Stellen mit Tonschieferflasern durchzogen ist und an der Hinterwand des größeren, jetzt mit Wasser erfüllten Bruches Kalkknotenschiefer anstehen, daß

[1]) Geogn. Beschr. des Fichtelgebirges 1879, S. 298.

ferner schwarze Culmschiefer (S. 88) in nächster Nähe zutage treten, weist auf die innige Verknüpfung dieser drei zwischen die culmischen Konglomerate und Grauwacken eingelagerten Gesteine hin.

2. Verbandsverhältnisse und Zonengliederung.

Es ist schon darauf hingewiesen worden, daß zwar eine innige Wechsellagerung zwischen den verschiedenen Modifikationen der Grauwackengesteine, also zwischen körnigen Grauwacken, schiefrigen Grauwacken und Tonschiefern, beobachtet wird, daß sich aber mit diesen die Konglomerate nirgends vergesellschaften, sondern ebenso wie die Grauwacken einen selbständigen Komplex bilden. Durch die Ungunst der Verhältnisse sind leider keine Aufschlüsse vorhanden, in denen die gegenseitigen Lagerungsbeziehungen beider Komplexe direkt zu ersehen wären. Trägt man aber die einzelnen Vorkommnisse der letzteren in die Karte ein, so lehrt ein Blick auf diese, daß sich die Culmgesteine im wesentlichen zu zwei parallelen Zügen anordnen, die in ausgesprochener Weise in Lausitzer Richtung (NW—SO) verlaufen, und von denen der nördlichere nur aus Konglomeraten, der südlichere nur aus Grauwackengesteinen gebildet wird. Könnte man den die Erforschung des Palaeozoicums jener Gegend so erschwerenden Schleier der jüngsten Formationen hinwegziehen, so würden sich jene Züge in noch viel deutlicherer Gestalt darbieten.

Der nördlichere Zug, der also nur aus Konglomeraten besteht, beginnt schon im NW der untersilurischen Hohen Dubrau mit den Aufschlüssen bei Lömischau, nördlich von Weigersdorf und bei Ölsa, baut dann den in südöstlicher Richtung sich ausdehnenden Rücken des Gemeindeberges bei Collm auf, tritt südlich von Quitzdorf noch einmal zutage und bildet schließlich den Butterberg bei Jänkendorf. Durch eine nördliche Ausbuchtung des Granitmassivs und wahrscheinlich auch infolge einer durch Dislokation erzeugten Horizontalverschiebung erhält diese Zone hier scheinbar ihr Ende, setzt aber weiter östlich, am Heideberg, wieder auf, bildet die Höhen westlich von Rengersdorf, wird in diesem Orte selbst vom Schöpstale durchschnitten, baut östlich desselben den Geiersberg auf, läßt sich von dort aus immer in südöstlicher Richtung nach dem Galgenberg und weiter bis nach Nieder-Ludwigsdorf verfolgen und erreicht erst jenseits der Neiße bei Hennersdorf ihr Ende.

An diesen Konglomeratzug schließt sich nach Süden zu

ein wesentlich breiterer zweiter Zug an, der sich nur aus normalen Grauwackengesteinen aufbaut. Da er im Süden an den Granit angrenzt, ist er zum großen Teil durch diesen metamorphosiert worden; jedoch sind seine Kontaktgesteine so typisch, daß auch diese Zone sich leicht verfolgen läßt. Sie beginnt mit den hier meist stark metamorphen Grauwackengesteinen auf Skt. Baruth, die namentlich in der Gegend von Weißenberg und bei Gebelzig gut aufgeschlossen sind, aber auch bis hoch auf das Dubrau-Plateau hinaufreichen, und bildet dann den hohen Rücken südöstlich von Diehsa. Nach einer größeren Unterbrechung durch den sich nach Norden ausbuchtenden Granit beginnt der Grauwackenzug wieder bei Ober-Rengersdorf, bildet die Höhen östlich Torga und Liebstein und den Kapellenberg, wird von Ebersbach bis Kunnersdorf in tiefem Tale vom Schöps durchbrochen, setzt sich jenseits desselben in sich verbreiterndem Streifen in südöstlicher Richtung weiter fort über Klingewalde und bildet auch jenseits der Neiße noch die meisten Höhen zwischen Hennersdorf und Moys. Dann taucht der Culm unter die Braunkohlenformation unter; nur bei den Feldhäusern südlich Troitschendorf tritt aus dieser noch einmal eine kleine Klippe culmischer Grauwacken zutage.

Am schönsten ausgeprägt sind diese beiden Zonen zwischen Neiße und Schöps. Hier ist auch nördlich der Konglomeratzone noch ein relativ schmaler zweiter Zug von Grauwacken zu verfolgen, die sich von denen des südlicheren Hauptzuges petrographisch nicht unterscheiden. Bezüglich des letzteren ist es bemerkenswert, daß die dunklen Culmschiefer, denen bei Kunnersdorf der Culmkalk eingeschaltet ist, sich nur in Form weniger Vorkommnisse dicht an der Grenze zu den Konglomeraten einstellen, sich aber sonst im ganzen Gebiete nicht wiederholen. Seine nördliche Abgrenzung erhält das ganze Culmgebiet zwischen Neiße und Schöps durch eine Zone von ausschließlich silurischen Gesteinen, und zwar namentlich durch die Obersilurkalke (s. S. 70), die sich ebenfalls zu einem scharf NW—SO streichenden Zug anordnen.

Aus der beschriebenen Verbreitung der verschiedenartigen Culmgesteine geht mit Bestimmtheit hervor, daß der Culm unseres Arbeitsgebietes sich in folgende Zonen gliedert:

2. *Grauwacken-Stufe*, nur aus körnigen und schiefrigen Grauwacken und Tonschiefern bestehend; in ihrem Tiefsten, direkt im Kontakt mit den Konglomeraten, lokal dunkle Culmschiefer mit Culmkalk.
1. *Konglomerat-Stufe*, nur aus Konglomeraten verschiedener Geröllgröße sich aufbauend.

Über die Altersbeziehungen dieser beiden Stufen zueinander geben die Lagerungsverhältnisse keinen bestimmten Aufschluß, weil die gesamten Schichtenkomplexe auf dem Kopfe stehen oder wenigstens so steil aufgerichtet sind, daß Hangendes und Liegendes sich nicht sicher feststellen lassen. Daß aber die Stufe der Konglomerate die ältere ist, erhellt aus folgenden Tatsachen: Während zum Aufbau der Grauwackenstufe auch reichlich granitisches Material (Feldspat, Quarz, Glimmer) unbekannter Herkunft in großer Menge mit verarbeitet wurde, ist von solchem in den Konglomeraten nicht eine Spur zu finden. Zugleich fehlen in letzteren Bruchstücke von Grauwackengesteinen völlig, vielmehr haben ausschließlich die silurischen Gesteine der Nachbarschaft das Material zur Bildung der mächtigen Konglomerate geliefert. Da nun devonische Ablagerungen im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden sind, so ist für dasselbe nach Ablagerung des Silurs wohl eine terrestre Periode anzunehmen. Als dann die Gewässer des Culms zu transgredieren begannen, werden sie zunächst die anstehenden Gesteine, die sie vorfanden, also diejenigen des Silurs, aufgearbeitet und zum Aufbau der Konglomerate verwendet haben. Später trat, wie die Culmkalke beweisen, eine Vertiefung des Meeres ein; das Gesteinsmaterial wurde aus etwas größerer Entfernung herbeigeschafft und den silurischen Gesteinen auch granitischer Detritus reichlich beigemengt. Da das Ablagerungsgebiet jetzt außerhalb der eigentlichen Brandungszone lag, so kam es nicht mehr zur Bildung von groben Konglomeraten, sondern an deren Stelle von Sandsteinen und Tonschiefern, zwischen denen ganz lokal, hauptsächlich unter Mitwirkung von Foraminiferen, die Ausscheidung von Kalkstein vor sich ging.

Aus diesen Gründen ist es höchst wahrscheinlich, daß die S. 91 erwähnte, nördlich des Konglomeratzuges sich erstreckende zweite kleinere Grauwackenzone nicht etwa eine noch unter den Konglomeraten liegende Culmstufe darstellt, sondern jedenfalls nur eine durch tektonische Vorgänge erwirkte Wiederholung eines Streifens des großen südlichen Grauwackenzuges ist.

3. Tektonik des Culms.

Die tektonische Stellung der Culmschichten läßt sich, zumal diese durch Transversalschieferung nur wenig beeinflußt werden, meist mit großer Sicherheit feststellen. Darnach ergeben sich für das Fallen und Streichen des Lausitzer Culms die folgenden unkorrigierten Hauptwerte:

In der Grauwacke:

	Streichen:	Fallen:
Neue Görlitzer Gasanstalt bei Hennersdorf . .	N 65° W	60° NO
Stbr. nördlich „Tischbrücke", alte Görlitz – Hennersdorfer Straße, im südl. Teil	N 80 W	50 N
Stbr. nördlich „Tischbrücke", alte Görlitz – Hennersdorfer Straße, im nördl. Teil	N 25 W	40 NO
Schöpstal bei Siebenhufen	N 80 W	seiger
Schöpstal von Siebenhufen bis Ebersbach . .	O—W	seiger
Ober-Gebelzig	N 20 O	80 OSO
Leichnam und Särchen (Skt. Baruth)	N 25—30 O	70—80 SO
Schwarze Culmschiefer, Kunnersdorf	O—W	45 N

Im Konglomerat:

	Streichen:	Fallen:
Kunnersdorf, südl. Sgn. 245,1	N 65 W	steil NO
Kunnersdorf, nördl. d. Mühle	N 70 W	seiger
Sgn. 160,7 nördl. Weigersdorf (Skt. Baruth) .	N 80 O	70 N

Wie hieraus ersichtlich, kommt flache oder gar schwebende Lagerung der Culmschichten nirgends im ganzen Untersuchungsgebiet vor, vielmehr stehen die Schichten meist sehr steil, längs des ganzen Schöpstales sogar überall auf dem Kopfe. Dahingegen ist ihr Streichen weniger konstant. Wenn es sich auch in der Görlitzer Gegend im großen und ganzen in der NW-Richtung hält und weiter im Westen, in der Weißenberger Gegend, im allgemeinen mehr NO-Richtung annimmt, so wechselt es doch im einzelnen, oft in einem und demselben Aufschluß, gesetzlos um erhebliche Beträge.

Auch Spalten setzen im Culm vielerorts auf und sind häufig durch Quarz ausgeheilt; ebenso lassen sich kleinere Verwerfungen in manchen Aufschlüssen beobachten, jedoch muß man aus dem häufigen Wechsel im Streichen und Fallen auf das Vorhandensein noch viel zahlreicherer Dislokationen schließen, die sich aber infolge der mangelnden Aufschlüsse und der z. T. mächtigen Schwemmlanddecke der Beobachtung entziehen. Auch gibt die enorme Mächtigkeit der Grauwackenzone, die im Schöpstale etwa 2500 m beträgt, zu der Vermutung Anlaß, daß dort ein System von steilen Falten vorliegt, die sich aber infolge der Gleichförmigkeit der dort herrschenden Gesteinsausbildung nicht deutlich abheben, und die nicht tief genug angeschnitten sind, um die ihr Liegendes bildenden Konglomerate zwischen sich zum Vorschein kommen zu lassen. Größere Verwerfungen und tektonische Störungen scheinen sich in der Nähe des alten „Kupferschachtes" abgespielt zu haben, worauf besonders auch die gestörten Lagerungsverhältnisse im dortigen Silur hindeuten. Jedenfalls aber verläuft weiter im Westen eine große Verwerfung oder ein Zug von solchen in ostwestlicher Richtung über den Heideberg, wo der nach NW sich erstreckende Culmstreifen plötzlich an silurischen Gesteinen

abschneidet, die aber ebenso wie der Culm dort der Kontaktmetamorphose von seiten des benachbarten Granites verfallen sind. Auch diese Verwerfungsspalten sind durch Quarz ausgeheilt, dem sich z. T. reichlich Kobaltmanganerz in nieren- und traubenförmigen Partien oder als Überzug beigesellt (s. S. 108).

Während in dem ganzen Gebiet von Görlitz bis zum Heideberg der Culmstreifen völlig geschlossen ist und aus ihm keinerlei ältere Gesteine aufragen, sondern das Verbreitungsgebiet des Silurs dort überall nördlich vom Culmareale liegt, klafft der Culmstreifen weiter im Westen bei Diehsa auseinander: die Konglomeratzone trennt sich von der Grauwackenzone, und zwischen beide schiebt sich der Untersilurquarzit der Dubrau in mächtiger Entwicklung ein. Dieses inselförmige Auftauchen des Silurs im Culmgebiet dürfte jedenfalls mit Verwerfungen zusammenhängen, da die Annahme transgredierender Lagerung des Culms allein nicht ausreicht, die dortigen Verhältnisse zu erklären.

Die wesentliche Herausgestaltung der Tektonik des Palaeozoicums im Görlitzer Grauwackengebiet ist jedenfalls nach Ablagerung des Culms vor sich gegangen zu einer Zeit, wo auch die meisten anderen jetzt mehr oder weniger tief abgetragenen deutschen Gebirge zu jenem sich weithin erstreckenden ursprünglichen Hochgebirge aufgestaut wurden, das unter dem Namen der „Variscischen Alpen“ bekannt ist. Nach der Verteilung der Formationen zu urteilen, scheint das Lausitzer Grauwackengebiet den Südflügel eines großen NW—SO streichenden Hauptsattels darzustellen, dessen Achse weiter im Norden gelegen haben dürfte. Nach jener Auffaltung drang die gewaltige Masse des Lausitzer Granitlakkolithen empor, der seine kontaktmetamorphen Wirkungen auf die altpaläozoischen Gesteine ausübte, ohne aber seinerseits die Schichten derartig aufzuwölben, daß sie ihn etwa mantelartig umlagerten und sich im Fallen und Streichen seiner Grenze anschmiegten.

4. Altersbestimmung der beschriebenen Schichtenreihe.

Es erübrigt nun noch, den Nachweis zu führen, daß die Schichtenreihe, deren petrographische Beschreibung, Gliederung und Tektonik im vorhergehenden gegeben wurde, auch tatsächlich dem Culm zugehört.

Da in den Konglomeraten und Grauwackengesteinen fossile Reste bis heute noch nicht gefunden worden sind, so bieten zu obigem Zwecke die wenig gut erhaltenen Reste aus dem Culmkalk

den einzigen paläontologischen Anhaltspunkt, können jedoch, weil ihre Arten nicht mit Sicherheit zu bestimmen sind, allein keine ausschlaggebende Bedeutung beanspruchen, wenngleich gerade die Führung von Foraminiferen und Crinoidenstielgliedern an sich schon für Culmkalk höchst charakteristisch ist. Der Beweis muß sich daher wesentlich auf petrographische und stratigraphische Tatsachen sowie auf Vergleiche mit typischen Culmgebieten der Nachbarschaft stützen.

Konglomerate und echte Grauwacken spielen im Culm des Görlitzer Gebietes die Hauptrolle und treten in großer Mächtigkeit und weiter Verbreitung als meist ziemlich grobkörnige, ja sogar grobstückige Gesteine auf, die, wie in unserm Untersuchungsgebiet dem Silur, so auch anderwärts den altpaläozoischen Schichten in dieser Mächtigkeit und Ausbildungsweise völlig fehlen. Dies gilt vom benachbarten Schlesien, vom Vogtland und von Ostthüringen, desgleichen vom Fichtelgebirge, von dessen Culm GÜMBEL[1]) sagt: „Mit dem Beginn der Culmbildungen machen sich gewisse geologische Kräfte bemerkbar, welche bis dahin weniger tätig gewesen zu sein scheinen. In allen älteren Schichtenstufen fehlt es nämlich fast durchaus an eigentlichen rein klastischen Ablagerungen, wenn wir von den Diabaskonglomeraten und breccienartigen Bildungen absehen, die nur lokalen Verhältnissen ihren Ursprung verdanken und auf kleine Strecken beschränkt sind, gleichsam, als ob nur Tonschlamm und kieseliges Material in ruhigem Wasser zum Absatz gelangt sei. Mit den Culmschichten . . . tauchen plötzlich klastische Sandsteine und Konglomerate in weiter Verbreitung auf . . . und weisen auf stark bewegtes Meer und auf nahe Uferränder hin.“

Durch ihren Reichtum an Geröllen von obersilurischem Kieselschiefer sind die Konglomerate des Untersuchungsgebietes gewissen culmischen Konglomeraten des Vogtlandes und des Fichtelgebirges durchaus zu vergleichen. Auch die Grauwacken selbst sind in ihrem ganzen Habitus vielen vogtländischen wie auch Harzer Culmgesteinen (Elbingeroder Grauwacke) zum Verwechseln ähnlich. Ebenso wiederholt sich der vielfache Wechsel zwischen Grauwackensandsteinen, -schiefern und -tonschiefern im Vogtland genau wie im Görlitzer Gebiet. Für die schwarzen Culmschiefer von Kunnersdorf ist ihre frappante petrographische Ähnlichkeit mit den fossilführenden Posidonienschiefern des Oberharzes schon früher betont worden, doch finden sich auch anderwärts, besonders im vogtländischen Culm,

---

[1]) Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb., S. 527.

völlig gleiche Gesteine. Ebenso steht es mit dem Culmkalk des Untersuchungsgebietes; Handstücke desselben sind von analogen Kalken anderer Gebiete nicht zu unterscheiden.

Desgleichen bietet der Schichtenaufbau des Görlitzer Grauwackengebietes viele Analogien zu anderen Culmdistrikten. Auch im Vogtlande sind grobe Konglomerate in den tiefsten Culmkomplexen vertreten, und zwar einerseits als bald konglomerat-, bald breccienartige Bildungen, die wegen ihrer reichlichen Führung von Geröllen eines (anstehend bis jetzt noch nicht bekannten) Granits den Namen Granitkonglomerate[1]) führen, andererseits als die ihres eigenartigen Aussehens wegen von GÜMBEL Wurstkonglomerate[2]) benannten Gesteine, die besonders reich an Fragmenten von obersilurischem Kieselschiefer und anderen silurischen und auch devonischen Gesteinen sind. Auch Kalkstein ist im Vogtland in den untersten Zonen des Culms in charakteristischer Entwicklung vorhanden. Die höheren Schichten des vogtländischen Culms repräsentieren dann einen unendlichen Wechsel von Tonschiefer und Grauwackenbänken, in denen jedoch organische Reste zu den größten Seltenheiten gehören. — Besonders aber fordert die Entwicklung des niederschlesischen Culms zum Vergleich heraus, dessen nordwestliche Fortsetzung die bis jetzt mit Bezug auf ihr Alter zweifelhaften, erst jüngst als Culm erkannten Görlitzer Komplexe darstellen. Nach E. DATHE[3]) wird der von ihm bearbeitete niederschlesische Culm zu nicht geringem Teile von grobkörnigen bis grobstückigen Konglomeraten gebildet. Von solchen sind besonders die überall im tiefsten Culm auftretenden Gneiskonglomerate und -breccien hervorzuheben, denen sich namentlich in der Gegend von Salzbrunn auch noch die sog. grauen Konglomerate zugesellen. Die Gerölle aller dieser Konglomerate stammen als Produkte des Litorals von den in der Nachbarschaft anstehenden älteren Gesteinen. Bei den Gneiskonglomeraten haben besonders die Gneise der Hohen Eule das Material geliefert, während sich bei den grauen Konglomeraten ein starkes Überwiegen von Schieferbruchstücken, und eine beträchtliche Zunahme von Milchquarz und Lydit gegenüber den Gneiskonglomeraten geltend macht. Andere schlesische Konglomerate des Culms sind durch reichliche

---

[1]) LIEBE, Schichtenaufbau Ostthüringens, S. 26. — Erläut. zu Skt. Plauen-Pausa der geol. Spez.-Karte von Sachsen, S. 49.

[2]) Erläut. zu Skt. Plauen - Ölsnitz der geol. Spez.-Karte von Sachsen, 1. Aufl., 1887, S. 61.

[3]) Geolog. Beschr. d. Umgebung von Salzbrunn; Blatt Neurode u. Blatt Langenbielau der geol. Spez.-Karte v. Preußen.

Führung von Gabbro- und Variolitgeröllen ausgezeichnet. Mit den Konglomeraten wechsellagern in mannigfacher Ausbildungsweise Tonschiefer und Grauwackensandsteine, in denen eingeschwemmte culmische Landpflanzen, wie z. B. *Archaeocalamites radiatus* Brg. und *Stigmaria ficoides* Göpp., z. T. mit erhaltener innerer Struktur, vorkommen. Zu diesen klastischen Gesteinen gesellen sich Kalksteine, die bald nur in kleinen Linsen den Tonschiefern eingeschaltet sind, bald selbständigere Bänke bilden und eine reiche marine Culmfauna beherbergen, z. B. *Productus giganteus* Mart., *Posidonia Becheri* Bronn u. a. m. Da sich diese schlesischen Komplexe nach ihrem ganzen petrographischen Habitus, und zwar besonders durch die Beteiligung verschiedenartiger grober Konglomerate an ihrer Zusammensetzung, als litorale Sedimente erweisen, ist ihr von der geologischen Beschaffenheit der damaligen Gestade abhängiger Gesteinscharakter ein rasch wechselnder. Es kann deshalb nicht auffallen, wenn der Habitus der culmischen Schichtenreihe in größerer geographischer Entfernung von der niederschlesischen Facies wesentliche Änderungen erlitten hat. Trotz dieser herrscht jedoch zwischen dem schlesischen und dem Görlitzer Culmbezirk, wie eben gezeigt wurde, in ihrem gesamten Gesteinsaufbau die größte Analogie.

III. Der Granit.

Nachdem am Ende der Culmperiode die altpaläozoischen Ablagerungen des Untersuchungsgebietes aufgefaltet und die Lausitzer Granite in sie eingedrungen waren, setzte in der Folgezeit eine tiefgreifende Denudation ein, durch welche das Dach des Granitlakkolithen allmählich abgetragen und der Granit selbst mit seinem Kontakthofe angeschnitten wurde. Für die vorliegende Arbeit kommt nur ein sich unmittelbar an das Görlitzer Grauwackengebirge anschließender schmaler Saum des Lausitzer Granitgebietes in Betracht, zumal in dem zunächstliegenden Teile des letzteren größere Schollen von Schiefergesteinen nicht angetroffen werden. Die Grenze zwischen dem Granitareale und dem nördlich vorgelagerten Grauwackengebirge ist ebenso wie in den übrigen Teilen der Lausitz vielerorts durch tertiäre und quartäre Ablagerungen verhüllt, wodurch auch die landschaftlichen Unterschiede zwischen beiden ziemlich verundeutlicht werden. So geht die Grenze, fast überall unter dem Schwemmland verborgen, ungefähr von Königswartha in südöstlicher Richtung nach Weißenberg und verläuft

von hier aus in einem nach Norden konvexen Bogen über Baarsdorf, Wiesa, Torga, Liebstein und Ebersbach nach Görlitz. In der Nähe des Krankenhauses tritt sie in das Stadtgebiet ein, wird eine Strecke weit durch den „Bach Kidron“ bezeichnet und geht dann südlich an der Peterskirche vorbei, so daß der älteste Teil von Görlitz auf der Kontaktgrauwacke erbaut ist. Beim Gasthof zum „Deutschen Hofe“ an der Prager Straße setzt die Grenze über die Neiße und wendet sich bei der Kaserne schließlich nach Süden zu, wo sie wieder durch Schwemmland der unmittelbaren Beobachtung entzogen wird.

Der Granit, der längs dieser Grenzstrecke des Lakkolithen ansteht, gehört z. T. dem Lausitzer Hauptgranit, und zwar dessen als Lausitzer Granitit (Biotitgranit) bezeichneten Modifikation, an. Zwischen Seifersdorf und Torga—Liebstein schiebt sich ein jüngerer Stockgranit in die Grenzzone des Lakkolithen ein und baut die Gruppe der Königshainer Berge auf, während nördlich hiervon in der Talniederung bei Wiesa in unmittelbarer Nachbarschaft des Untersilurs ein mittelkörniger Hornblendegranitit zutage tritt.

1. Der Lausitzer Granitit (Biotitgranit).

Der Granitit des hier in Betracht kommenden schmalen Grenzstreifens des Lausitzer Granitmassivs ist ein meist durchaus mittelkörniges massiges Gestein von weißer bis hell bläulichgrauer Gesamtfarbe. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich zunächst weißer, z. T. nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingter Orthoklas, weißer bis schwach grünlicher Plagioklas (Oligoklas) und rauchgrauer, fettig glänzender Quarz. Von dunklen Gemengteilen ist nur Biotit in sechsseitigen Täfelchen und plumpen Säulchen vorhanden und durch das ganze Gestein gleichmäßig verteilt, bisweilen jedoch auch zu einzelnen dunklen Putzen angereichert. Muscovit fehlt gewöhnlich ganz und stellt sich in geringer Menge nur in dem Granitit der Prager Straße in Görlitz ein. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich noch kleine Apatite, Zirkone und Eisenerzkörnchen. Da auch dem mikroskopischen Bilde nach der Granitit der Görlitzer Gegend vollständig mit dem der übrigen Lausitz übereinstimmt, so kann bezüglich der mikroskopischen Beschaffenheit obiger Gesteinsgemengteile auf die Erläuterungen zu den Sektionen Welka-Lippitsch, Baruth-Neudorf, Hochkirch-Czorneboh, Löbau-Reichenbach, sowie Kamenz, Königsbrück und Kloster St. Marienstern der geol. Spez.-Karte von Sachsen verwiesen werden, wo auch über die verschiedentlich wahrzunehmenden Absonderungs-

und Quetscherscheinungen im Granitit ausführlich berichtet wird. Größere Aufschlüsse bestehen im Granitit des untersuchten Gebietes zurzeit nur bei Görlitz, wo er in einem Steinbruch am Pomologischen Garten auch gegenwärtig noch abgebaut wird.

Bei der Verwitterung zerfällt der Granitit meist zu sandigem, durch Ausscheidung von Eisenoxydhydrat gelbbraun gefärbten Grus, wie dies u. a. an der Straße von Görlitz nach der Landeskrone gut beobachtet werden kann. An zwei Stellen der Görlitzer Umgebung, nämlich nordwestlich von Posottendorf in der Nähe des Vorbahnhofs und östlich von Mittel-Girbigsdorf, hat der Granitit, jedenfalls infolge andauernder und intensiver Durchwässerung, einen höheren Grad der Verwitterung erlangt, indem er zu unreinem Kaolinton umgewandelt wurde. Dieser ist von Quarzkörnchen, noch nicht vollständig verwitterten Feldspatbröckchen und Biotitschüppchen stark durchsetzt, wird aber trotzdem an den genannten Orten zur Ziegelfabrikation verwendet.

Gangförmige Eruptivgesteine der Diabas-Diorit- und der Quarzporphyr-Porphyrit-Familie durchsetzen den Lausitzer Hauptgranit in großer Anzahl und fehlen auch in dem Granitit der Görlitzer Gegend nicht, sind aber daselbst infolge des Mangels an Aufschlüssen nur schwer aufzufinden und zu verfolgen. Erwähnt seien zwei Diabasgänge, die in einem Eisenbahneinschnitt der Görlitzer Kreisbahn westlich der Station Ebersbach den Granitit durchsetzen, und von denen der eine fast 20 m, der andere nur etwa 3 m Mächtigkeit besitzt.

2. Der Königshainer Stockgranit.

Zwischen Seifersdorf, Attendorf, Wiesa, Torga und Liebstein hat der zum Königshainer Stockgranit erstarrte granitische Nachschub die Nordflanke des Lausitzer Hauptgranites durchbrochen und grenzt in der Nähe von Torga direkt an das Grauwackengebirge an. Derselbe hat zuletzt im Jahre 1895 von J. Hazard in den Erläuterungen zu Skt. Löbau-Reichenbach eine genaue Beschreibung erfahren, auf welche auch bezüglich der auf das Görlitzer Gebiet fallenden Teile dieses Granitstockes verwiesen werden muß.

In seiner Hauptmasse ist der Königshainer Granit ein mittelkörniges, namentlich aus weißem Orthoklas, etwas weniger häufigem Plagioklas und auffallend reichlichem rauchgrauen Quarz nebst stark zurücktretendem Biotit zusammengesetztes Gestein, das schon im Handstück durch seine bedeutende Quarz-

führung seine höhere Azidität gegenüber dem Lausitzer Hauptgranit kundtut. Mancherorts wird es durch mehrere Zentimeter große Orthoklase porphyrisch und nimmt lokal überhaupt ein grobkörniges Gefüge an (Limasberg), während an anderen Stellen kleinerkörnige Schlieren das normale Gestein durchziehen. Besonders bezeichnend aber für den Königshainer Stockgranit sind außer seinem Quarzreichtum die zahlreich das ganze Massiv durchädernden pegmatitischen Ausscheidungen mit großen Drusenräumen, in denen außer Quarz, Mikroklin, Mikroklin-Perthit, Albit, Biotit und Flußspat noch eine Reihe z. T. seltener Mineralien zur freien Ausscheidung gelangt sind[1]).

Landschaftlich wird der Königshainer Granit interessant durch die ihn beherrschende ausgezeichnete Horizontalabsonderung in auffallend dünne und ebene matratzenförmige Bänke, die an allen der Denudation ausgesetzten Stellen (so namentlich auf dem Hochstein, dem Scheffelstein, dem Totenstein) zu ruinenartigen Felsenmauern und -türmen aufgebaut erscheinen. In einer großen Anzahl von Steinbrüchen erfährt der Granit einen intensiven Abbau, da er sich leicht zu Pfeilern, Schwellen, Platten und Quadern bearbeiten läßt.

3. Der Hornblendegranitit von Wiesa.

Zwischen Wiesa und der Schäferei Freischütz erheben sich aus dem Talgelände mehrere kleine mit Granitgrus und angewitterten Granitbruchstücken bedeckte Anhöhen. Auf einigen von ihnen tritt zwar das anstehende Gestein selbst zutage, ist aber nur in einem kleinen Schurf am Quirlberg ziemlich frisch aufgeschlossen.

Im Handstück besitzt das Gestein das Aussehen eines mittelkörnigen Granites, der schon durch seinen Reichtum an dunklen Gemengteilen eine höhere Basizität als der Lausitzer Granitit und namentlich der Königshainer Stockgranit verrät. U. d. M. zeigt sich als wesentlicher Gemengteil neben Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit auch reichlich Hornblende, so daß die Bezeichnung Hornblendegranitit für das Wiesaer Gestein berechtigt erscheint. Der bisweilen in Karlsbader Zwillingen ausgebildete Orthoklas ist meist schon etwas getrübt, aber stets noch frischer als der Plagioklas, der oft schon einen so hohen Grad der Zersetzung erfahren hat, daß er nur noch fleckenweise die polysynthetische Verzwillingung nach dem

[1]) Die Literatur über die Mineralien dieser Pegmatite ist in der Erläut. zu Skt. Löbau-Reichenbach, S. 18, zusammengestellt.

Albitgesetz zeigt, neben welcher mitunter auch noch diejenige nach dem Karlsbader Gesetz oder auch die nach dem Periklingesetz vorkommt. Der Plagioklas ist in höherem Grade automorph als der Orthoklas und dürfte nach seinen optischen Verhältnissen dem Oligoklas angehören. Auch Zonenbau stellt sich nicht selten ein, wobei dann der Kern des Krystalls etwas basischer zu sein pflegt als sein Rand. Der Quarz repräsentiert auch hier das letzte Ausscheidungsprodukt des erstarrenden Magmas. Er ist stets xenomorph und mit Flüssigkeitseinschlüssen erfüllt, die meist unregelmäßig verteilt sind, bisweilen sich aber in gewissen Ebenen und Striemen anhäufen. Von den dunklen Gemengteilen waltet der Biotit ganz entschieden vor und gehört zusammen mit der Hornblende zu den ersten Verfestigungsprodukten des Magmas, abgesehen von den krystallographisch stets scharf ausgebildeten Akzessorien, die selbst von der Hornblende und dem Biotit noch eingeschlossen werden. Der Glimmer bildet stark glänzende, sechsseitige, schwarze Täfelchen und kurze Prismen. Die Hornblende ist u. d. M. durch ihren kräftigen, zwischen grün und gelb spielenden Pleochroismus und die vorzügliche Spaltbarkeit nach (110) leicht kenntlich. Zwillingsbildung nach (100) ist nicht selten. Die meist unscharf begrenzten Körner der Hornblende stimmen in ihren Dimensionen mit dem Biotit ungefähr überein. Da sie mitunter noch kleine Partien des letzteren einschließen, dürfte ihre Ausscheidung etwas nach der des Biotits begonnen haben, aber dann lange Zeit mit ihr parallel gegangen sein. Von Akzessorien ist außer Apatit und Zirkon namentlich Pyrit reichlich zugegen.

Außer diesem im Anstehenden aufgeschlossenen und das Hauptgestein verkörpernden mittelkörnigen Hornblendegranitit findet man auf den betreffenden Anhöhen bei Wiesa auch noch Lesestücke, die einesteils Anreicherung der basischen Gemengteile aufweisen und also wahrscheinlich von basischen Putzen oder Schlieren im normalen Gestein herrühren, andernteils jedoch auch solche, die nur wenig oder gar keine Hornblende führen.

In Bezug auf die Verbandsverhältnisse des Hornblendegranitites geben die vorhandenen Aufschlüsse leider keinen Anhalt, so daß es dahingestellt bleiben muß, ob das Wiesaer Vorkommnis als eine basische Randfacies des Lausitzer Massivs oder des Königshainer Stockes oder als Schliere in einem von ihnen aufzufassen ist. Bisher ist jedenfalls in dem geologisch so gut untersuchten Lausitzer Granitgebiet noch nichts von einer basischen Randfacies bekannt geworden. Dagegen traf

man in feinkörnigen Schlieren innerhalb des Granitites ganz lokal reichliche Hornblende an[1]). Zieht man den durch Lesesteine erwiesenen stark wechselnden Hornblende-Reichtum des Wiesaer Gesteins in Betracht, so wird auch dessen Schlierennatur in hohem Grade wahrscheinlich.

IV. Der Kontakthof.

Überall, wo der beschriebene Lausitzer Granit an die Grauwackenformation angrenzt, hat er in den Gesteinen derselben gewisse kontaktmetamorphische Veränderungen hervorgebracht, die zuerst in der westlichen Lausitz genauer untersucht und von O. Herrmann und E. Weber im N. Jahrb. f. Min. 1890, II, S. 187, sowie in den Erläuterungen zu den Sektionen Radeburg, Königsbrück, Radeberg, Pulsnitz u. a. beschrieben worden sind. Kurz darauf wurden auch die bis dahin als Glieder der Urgneisformation geltenden Gesteine der Weißenberger Umgebung als kontaktmetamorphisch umgewandelte paläozoische Grauwacken erkannt[2]).

Mit der Mehrzahl der Kontaktgesteine dieser Gebiete stimmen diejenigen der Görlitzer Gegend, von einigen später zu erwähnenden Ausnahmen abgesehen, aufs genaueste überein. Der Grund für diese Erscheinung ist darin zu suchen, daß fast überall culmische Grauwackengesteine, und nur zwischen Ullersdorf und Wiesa untersilurische Schiefer, von der Kontaktmetamorphose betroffen worden sind. Wie S. 91 ausführlich dargetan wurde, baut sich die Grauwackenzone des Culms aus körnigen Grauwacken, schiefrigen Grauwacken und Grauwackentonschiefern auf. Da diese in recht ungleich mächtigen Schichten rasch miteinander wechsellagernden Gesteine je nach ihrem petrographischen Habitus in verschiedenem Grade von der Kontaktmetamorphose beeinflußt werden, kommt es nicht selten vor, daß scheinbar unveränderte Gesteine mit metamorphen wechsellagern. Aus diesem Grunde lassen sich innerhalb des eigentlichen Kontakthofes keine bestimmten Zonen von nach außen an Intensität abnehmenden Kontaktwirkungen gegeneinander abgrenzen, wenngleich unschwer zu erkennen ist, daß die in unmittelbarer Nähe des Granites angetroffenen Grauwackenpartien einen weit höheren Grad der Umwandlung erlitten haben als die Glieder des übrigen Kontaktbereiches. Denn

---

[1]) Erl. zu Skt. Kamenz, S. 15, und Erl. zu Skt. Moritzburg-Klotzsche, S. 27.

[2]) E. Weber, Neues Jahrb. f. Min. 1891, I, S. 211.

während diese meist nur zu Knoten- oder Fleckengrauwacken und zu krystallinen Grauwacken geworden sind, gingen aus jenen z. T. gneisähnliche Quarzglimmerfelse hervor.

Aus den körnigen Grauwacken entstehen durch die Kontaktmetamorphose graugrüne bis violette hornfelsartige bis krystalline Grauwacken, in denen aber die an ihrer Zusammensetzung beteiligten größeren (S. 85) Fragmente, besonders die von Quarz und Feldspat, in allen ihren Eigenschaften völlig unverändert bleiben, so daß auch in stark kontaktmetamorphen Gesteinen noch der klastische Charakter gewahrt ist. Die Umwandlung erstreckt sich vielmehr namentlich auf die feineren klastischen Teilchen, die sog. Grundmasse der Grauwacke, und äußert sich bei den nur schwach metamorphen Gesteinen durch die Neubildung zahlreicher kleiner Biotitblättchen und Quarzkörnchen, während bei intensiverer kontaktlicher Einwirkung die Grundmasse die bekannte Pflasterstruktur und das ganze Gestein hornfelsartigen Habitus annimmt.

Die aus den schiefrigen Grauwacken und den noch feinkörnigeren Grauwackentonschiefern hervorgegangenen Kontaktgesteine sind es, die man als Hornschiefer und als Knoten- und Fleckengrauwacken zu bezeichnen pflegt. Bei ihnen erleidet die ganze Gesteinsmasse dieselbe Umwandlung wie die Grundmasse der körnigen Grauwacken, indem auch hier vor allem Biotit und Quarz neugebildet werden. Außerdem entstehen namentlich noch Muscovit, Cordierit, Feldspat und Turmalin. Der Eisengehalt des Sediments veranlaßt die Entstehung von Pyrit, Magnetkies, Ilmenit und Magneteisen, der Kohlegehalt die von Graphitschüppchen. Die im Schliff heller als die Umgebung erscheinenden dunklen Flecken und Knoten, die im Gestein oft nach Schichtflächen angeordnet sind und dann eine Art Bänderung desselben verursachen, bestehen z. T. aus Anhäufungen neugebildeten Muscovits, meistens dürften sie aber wohl von Cordieritindividuen gebildet werden, die allerdings fast stets in feinfilzige Aggregate glimmeriger Massen zersetzt sind; nur in wenigen Fällen verraten letztere durch ihr Verhalten unter + Nicols ihren Ursprung aus den charakteristischen Durchwachsungsdrillingen des Cordierits. In selteneren Fällen bestehen die Knötchen aus Chloritaggregaten. So treten in einem kleinen, auflässigen Steinbruch am Ostende von Ober-Gebelzig in manchen Bänken des schwach metamorphen Grauwackentonschiefers, der dort mit krystallinen Grauwacken wechsellagert, kleine hirsekorngroße Knötchen auf, die aus einem lauchgrünen, stark pleochroitischen, lavendelblau polarisierenden Chloritmineral (wahrscheinlich Pennin) aufgebaut

werden, welches in einzelnen Leisten auch sonst in der ganzen Masse reichlich verstreut ist.

Den höchsten Grad der Umwandlung der culmischen Grauwacken stellen die Quarzglimmerfelse dar, die daher nur in unmittelbarster Nähe des Granits und zwar namentlich dort zu beobachten sind, wo die Grauwacke zungenförmig auf den Granit übergreift, wie bei Weißenberg (S. 106). Meist sind es Quarz-Biotitfelse, seltener Quarz-Muscovitgesteine. Auch u. d. M. zeigen sie strukturell keinerlei Sedimentcharakter mehr, sondern besitzen die durch den Mangel einer Ausscheidungsfolge bei der völligen Umkrystallisation erzielte, für Kontaktgesteine so typische Mosaik- oder Pflasterstruktur in deutlichster Ausbildung, wobei auch die größeren Mineralindividuen, z. B. von Cordierit und Muscovit, mit zahllosen, meist rundlichen Interpositionen erfüllt sind und infolgedessen siebartig durchlöchert erscheinen. Die feldspatführenden Quarzglimmerfelse von Weißenberg, die Weißenberger Gneise[1]) Cottas, fallen außerhalb des Bereiches unserer Beschreibung.

Es ist bemerkenswert, daß in allen diesen Lausitzer Kontaktgesteinen der in den Kontaktprodukten anderer Gegenden so sehr verbreitete Andalusit vollständig vermißt wird. Da zu dessen Bildung ein nicht unerheblicher Überschuß an im Sediment vorhandener Tonerde erforderlich ist, so ist sein Fehlen und die Bildung des relativ viel weniger Al_2O_3 enthaltenden Cordierits vielleicht darauf zurückzuführen, daß die Grauwacken und auch die Tonschiefer des Lausitzer Culms nur recht wenig Tonsubstanz beherbergen, da, wie schon S. 85 ff. hervorgehoben wurde, die an der Zusammensetzung dieser Gesteine reichlich beteiligten Feldspatbröckchen und -splitter stets noch eine auffallende Frische besitzen.

Während die Quarzglimmerfelse nur eine beschränkte Verbreitung haben und namentlich bei Weißenberg durch die felsigen Gehänge des Löbauer Wassers aufgeschlossen sind, setzen die krystallinen und hornfelsartigen Grauwacken sowie die Knoten- und Fleckengrauwacken den ganzen übrigen Kontakthof zusammen. Auch sie sind besonders bei Weißenberg und Gebelzig gut aufgeschlossen und erstrecken sich sogar bis hoch auf das Dubrauplateau hinauf, wo ihr Vorhandensein am Monumentenberge und bei der Windmühle von Groß-Radisch durch zahllose Lesesteine nachweisbar ist. Hingegen lassen sich an den untersilurischen Quarziten, die dort ganz in der Nähe

[1]) Vergl. die Erl. zu Skt. Baruth-Neudorf S. 11 und zu Skt. Hochkirch-Czorneboh S. 11.

anstehen, keinerlei Spuren kontaktmetamorpher Einwirkungen auffinden. Die gleichen Kontaktgesteine wie bei Gebelzig sind auf den Höhen südöstlich von Diehsa und dann besonders überall von Ober-Rengersdorf an bis über Görlitz hinaus anzutreffen, wo sie vor allem durch die tiefen Taleinschnitte des Weißen Schöps und der Neiße gut der Beobachtung zugänglich gemacht werden.

Auf den südlichen Abhängen des Höhenzuges westlich von Rengersdorf stehen gleichfalls kontaktmetamorphe Culmschichten an, und zwar einmal krystalline Grauwacken und Knotengrauwacken, sodann aber auch Gesteine, die aus dem Culmkonglomerat oder vielleicht auch aus Übergangsgliedern zwischen dem Konglomerat und der normalen Grauwacke hervorgegangen sein dürften. Diese bei Sgn. 223,9 westlich von Ober-Rengersdorf aufgeschlossenen und längs der Straße von Torga nach Wiesa unter den Lesesteinen außerordentlich verbreiteten kontaktmetamorphen Konglomeratgesteine zeigen in einer der metamorphen Culmgrauwacke entsprechenden Grundmasse namentlich in angewittertem Zustande deutlich die Gerölle von Kieselschiefer und Hornstein, an denen gerade in jenem Höhenzuge das dort auch unverändert anstehende Culmkonglomerat (S. 83) sehr reich ist.

Weiter nordwestlich von den zuletzt berührten Lokalitäten sind in der Nähe der Schfr. Freischütz bis nach Ullersdorf hin etwas anders geartete Kontaktgesteine verbreitet und bei Sgn. 219,1 an einem im Niederholz versteckten Felsen am besten aufgeschlossen. Der durch den Mangel an eingeschalteten Bänken von krystalliner Grauwacke erzeugte, durch die ganze Masse hindurch sich vollständig gleichbleibende Habitus dieser dunklen, glimmerreichen, auf dem Querbruch mitunter feinstreifig aussehenden Kontaktprodukte unterscheidet sie auf den ersten Blick von den oben beschriebenen typischen kontaktmetamorphen Culmgesteinen. U. d. M. ist freilich ein augenfälliges Unterscheidungsmerkmal von letzteren nicht zu entdecken. In der sehr feinkrystallinen Grundmasse des Gesteins pflegen nur größere Quarzfragmente eingesprengt zu sein, während neben ihnen die in den Culmgrauwacken so häufigen größeren Feldspatbröckchen vollständig fehlen. Da nun in der Nähe, nach N und NW zu, untersilurische Schiefer anstehen, die bekanntlich in ihrer Ausbildung zwischen quarzitischen Schiefern und feinkörnigen Tonschiefern schwanken, so ist es höchst wahrscheinlich, daß in diesen eigenartigen Kontaktgesteinen aus der Nähe der Schfr. Freischütz kontaktmetamorphisch veränderte untersilurische Schiefer vorliegen.

Der beschriebene Kontakthof erstreckt sich nach obigem durch die ganze Südhälfte unseres Untersuchungsgebietes als peripherische Umrahmung des Granites von Görlitz aus über Ebersbach, Torga, Wiesa und Ullersdorf und von da in südwestlicher Richtung bis in die Gegend von Weißenberg. Hierbei schwankt seine Breite zwischen wenigen hundert Metern (bei Torga) und lokal 5—6 Kilometern und ist offenbar von dem Böschungswinkel abhängig, mit dem der Granit unter die Grauwackenformation einschießt. Besonders in der Weißenberg-Gebelziger Gegend, wo ja auch die intensivste Beeinflussung der Grauwacken durch den Granit stattgefunden hat, erreicht der Kontakthof eine sehr beträchtliche Ausdehnung, was sich beides dadurch erklärt, daß hier die Culmgrauwacke zungenförmig auf den Granit übergreift.

Nur an ganz wenigen Punkten ist der direkte Kontakt zwischen dem Granit und der Grauwacke aufgeschlossen. Die eine dieser Stellen liegt in der Nähe von Cannewitz westlich von Weißenberg und ist in den Erläuterungen zu Skt. Baruth der geol. Spez.-Karte von Sachsen (S. 12) beschrieben. Der andere Aufschluß befindet sich in der Stadt Görlitz auf dem rechten Neißeufer. Dort konnte früher in einem jetzt auflässigen und verbauten Steinbruche an der Prager Straße (hinter dem Haus Nr. 52) nach Aussage des Besitzers die Auflagerung der Kontaktgrauwacke auf den unter sie einschießenden Granit gut beobachtet werden. Jetzt ist dies nur noch an wenigen Punkten in der Nähe der Kaserne, besonders aber in der Felspartie beim Gasthaus zum „Deutschen Hof" an der Prager Straße möglich. An der letzteren Stelle werden die tiefsten Partien des dort aus dem steilen Abhang des Rabenberges hervortretenden Felsens vom Granit gebildet, der in die auflagernde Grauwacke unzählige Apophysen aussendet, die sich ihrerseits wieder mannigfach verzweigen und in tausend feinen Verästelungen den Schiefer durchtrümern (Fig. 5). Zugleich werden aus dem Zusammenhang losgerissene, eckige Grauwackenbruchstücke rings von der Granitmasse der Apophysen umschlossen (Fig. 6). Eine Schichtung ist in der hochmetamorphen, überall massigen Grauwacke nirgends auch nur andeutungsweise vorhanden. An den höheren Teilen der Felsgruppe werden die granitischen Trümer in der Grauwacke immer weniger mächtig und weniger zahlreich und verlieren sich schließlich ganz, so daß zuletzt in den obersten Felspartien die kontaktmetamorphe Grauwacke in normaler Ausbildungsweise ohne alle granitischen Injektionen ansteht. Beachtenswert ist das Verhalten des Granits in der Nähe der Grauwacke: Der

hier etwas Muscovit führende mittelkörnige Lausitzer Biotitgranit verliert in den feineren Verzweigungen der Injektiouen zunächst den Glimmer fast vollständig, dann tritt auch noch der Feldspat zurück, so daß die feinsten Trümer fast nur von Quarz allein erfüllt werden, der sich auch an den Salbändern der Apophysen in etwas reichlicherer Menge einstellen kann und so eine azidere Begrenzungszone des Granitits gegen das Nebengestein zustande bringt. In ersterem Falle hat man also eruptive Quarztrümer vor sich, welche sich als Zugehörige der Eruption des Lausitzer Granites erweisen.

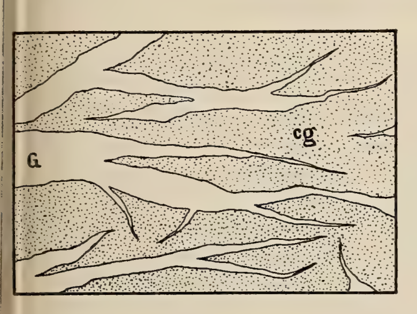


Fig. 5.

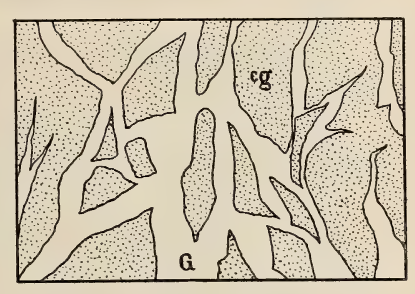


Fig. 6.

Durchtrümerung der kontaktmetamorphen Culmgrauwacke (*cg*) durch den angrenzenden Lausitzer Granitit (*G*). — Görlitz, Pragerstraße.

V. Quarzgänge und damit verbundene Erzvorkommnisse.

Nach Verfestigung des Granites haben sich in diesem und ebenso innerhalb des Grauwackengebirges Druckwirkungen geäußert, die entweder nur Quetschungs- und Zermalmungserscheinungen verursachten oder auch zur Aufreißung von Spalten führten, längs deren dann vielfach Dislokationen stattgefunden haben. Auf diesen Spalten- und Kluftsystemen, die meist Lausitzer Streichrichtung innehalten, drangen einesteils Eruptivgesteine empor, wie Diabase, Diorite, Quarzporphyre und Porphyrite, andernteils wurden sie namentlich durch Quarz ausgeheilt. Dadurch, daß auf ihnen vielfach auch Erzlösungen zirkulierten, boten sie Veranlassung zur Bildung von Erzgängen.

Der bedeutendste der Lausitzer Quarzgänge, der sich von Maltitz bei Weißenberg bis nach Schmerlitz bei Königswartha in einer Gesamterstreckung von etwa 40 km verfolgen

läßt, fällt schon außerhalb unseres Aufnahmegebietes. Auch innerhalb des letzteren sind Gänge von weißem Quarz nicht selten, besitzen aber meist nur lokale Bedeutung. Ein etwas mächtigerer Quarzgang setzt nördlich von Hennersdorf auf und bildet dort infolge seiner Widerstandsfähigkeit gegen die Angriffe der Verwitterung die klippenförmig aus dem Gelände aufragenden Teufelssteine (Rote Steine). Das splitterig brechende, von zahlreichen mit Kryställchen ausgekleideten Höhlungen durchzogene Gestein derselben ist infolge spärlich beigemengten Eisenoxyds, welches wahrscheinlich dem benachbarten Silurkalk entstammt, schwach gelblich bis rötlich gefärbt.

Durch wiederholtes Aufreißen derselben Spalte, völlige Zertrümmerung des in ihr schon abgesetzten Quarzes und der angrenzenden Partien des Nebengesteins sowie durch Wiederverfestigung dieses Trümmerwerkes mittels neu zugeführter Kieselsäure wird eine Gangbreccie hervorgebracht, wie sie östlich von Siebenhufen in einer Grube im Culmkonglomerat anzutreffen und auf deren Klüften und Höhlungen Roteisenerz und roter Eisenrahm in ziemlicher Menge abgeschieden ist. Völlig gleicher Entstehung ist auch das bläulichgraue brecciöse Quarzgestein, das östlich von Kunnersdorf in einem Gebüsch im Feld jenseits der Görlitzer Chaussee ansteht, und der im Park von Hennersdorf schroff aus der Umgebung aufsteigende, außerordentlich harte und z. T. fast hornsteinartige Quarzfels.

An derartige, Klüfte und Dislokationsspalten ausfüllende Quarzgänge sind im Untersuchungsgebiet eine Reihe von Erzvorkommnissen geknüpft, die v. Rosenberg-Lipinsky für die Gegend zwischen Görlitz und Niesky im Jahrg. 1896, S. 213, der Zeitschr. f. prakt. Geologie zusammengestellt hat. Von diesen mögen an dieser Stelle die wichtigsten zu kurzer Beschreibung gelangen.

Über den Heideberg westlich von Rengersdorf zieht sich ein im allgemeinen O—W verlaufendes, im einzelnen aber oberflächlich nicht genau zu verfolgendes Spaltensystem, längs dessen sich Quetschungserscheinungen in der Grauwacke bemerkbar machen, und auf dem eine Dislokation erfolgt ist, infolge deren südlich des Spaltenzuges ausschließlich Culmgesteine, nördlich von ihm aber wesentlich silurische Komplexe anstehen. Die Spalten sind durch blendend weißen, z. T. stenglig struierten Quarz ausgefüllt, auf welchem am Heideberg und weiter nach Schfr. Freischütz zu Kobaltmanganerz als Überzug oder in feinen Schnüren und Trümern oder endlich in Klüften und Drusen nieren- und traubenförmig aufgewachsen vorkommt. Ihm

können sich Pyrolusit, Brauneisenerz und Eisenglanz zugesellen. Das Kobaltmanganerz des Heideberges wurde 1872—1879 bergmännisch abgebaut. Während dieser Zeit wurden 10333 Ztr. Erz gefördert, welches in Uhsmannsdorf verarbeitet wurde und durchschnittlich folgenden Gehalt besaß:

63,516 %	Mangansuperoxyd,
3,912 -	Kobaltoxyd,
2,873 -	Nickeloxyd,
25,070 -	Eisenoxyd,
0,422 -	Kupferoxyd,
4,100 -	Wasser.
99,893 %.	

Die Gänge des Höhenzuges westlich von Ludwigsdorf bei Görlitz führen Kupfererze, auf die schon im 16. Jahrhundert Bergbau getrieben worden sein soll. Im Jahre 1869 kamen auf einem an der Görlitz-Berliner Bahn gelegenen, zum Rittergute Nieder-Ludwigsdorf gehörigen Felde beim Ackern Stufen von Malachit, Lasur und Kupferglanz zum Vorschein. Man ging dem Funde nach und deckte das Ausgehende eines 8—10 m mächtigen Ganges der quarzigen Kupferformation auf. Die hierauf unter dem Namen „Maximilian“ eingemutete Erzlagerstätte wurde 1872—1879 und neuerdings 1902—1906 bergbaulich ausgebeutet, während gegenwärtig der Betrieb wieder vollständig ruht, weil man das Vorkommen als erschöpft betrachtet. Es handelt sich auch bei der Ludwigsdorfer Kupfererzlagerstätte[1]) um eine fast genau O—W streichende und steil nach Süden einfallende, die silurischen Kiesel- und Alaunschiefer von culmischen Gesteinen trennende Verwerfungsspalte, welche vorwiegend mit Quarz als Gangart, daneben mit Schwerspat, teilweise auch mit einer aus dem zertrümmerten Nebengestein gebildeten Breccie ausgefüllt ist. Die Erze sind ohne jede regelmäßige Anordnung mit der Gangart verwachsen und stehen in manchen Partien „bis 1 m mächtig“ an, während der Erzreichtum nach der Tiefe zu wesentlich abnimmt. Von Kupfererzen sind Kupferkies, Kupferglanz, Kupferindig, Kupferfahlerz, Rotkupfererz, Kupferlasur, Malachit und gediegen Kupfer vertreten; mit ihnen vergesellschaftet, aber von untergeordneter Bedeutung sind Bleiglanz, Pyromorphit, Spateisenstein, Roteisenstein, Schwefelkies und Markasit.

---

[1]) Websky, 48. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Cultur zu Breslau, 1870, S. 42. — Strippelmann, Abhandlg. d. Naturf. Ges. Görlitz XV, 1875, S. 191. — v. Rosenberg-Lipinsky, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1896, S. 213. — Sachs, Die Bodenschätze Schlesiens, 1906, S. 27.

VI. Die in der Grauwackenformation aufsetzenden Porphyrgesteine des Rotliegenden.

An mehreren Stellen des Untersuchungsgebietes setzen innerhalb des Areales der altpaläozoischen Formationen Quarzporphyre und Porphyrite auf. Doch liegen alle diese Vorkommnisse in demjenigen Teile des Grauwackengebietes, wo die tertiären und besonders die diluvialen Ablagerungen größere Mächtigkeit erlangen, und wo deshalb nur die widerstandsfähigeren älteren Gesteine in flachen Hügeln das Schwemmland durchragen. Infolgedessen sind auch die Verbandsverhältnisse der hier in Betracht kommenden Porphyrgesteine nicht zu beobachten.

Außer den im folgenden beschriebenen mesovulkanischen Gesteinen scheinen noch einige andere Vorkommnisse von solchen im Untersuchungsgebiete verstreut zu liegen, die aber jetzt nicht mehr aufgeschlossen sind. So beschreibt Leske[1]) vom nordwestlichen Fuße des Geiersberges bei Rengersdorf einen „Porphyr", den aber schon Glocker[2]) 1856 nicht mehr auffinden konnte; ein solcher soll nach Leske auch „zwischen Hennersdorf und Görlitz an der Straße frei zutage getreten" sein.

1. Der Quarzporphyr.

Östlich von Nieder-Rengersdorf liegen auf dem Fiebigsberge und ebenso auf dem etwas nordwestlich davon gelegenen Fischerberge Lesesteine eines Quarzporphyrs verstreut, dessen Anstehendes auf dem Fiebigsberge durch einen kleinen Bruch erschlossen ist. Das dortige Gestein ist ein an Einsprenglingen relativ armer, muschelig-splitterig brechender Quarzporphyr mit mattschimmerndem Bruche. Er besitzt meist rötlichviolette bis rötliche Färbung, wird aber vielfach von dunkelgrünlichgrauen Streifen und Bändern durchzogen. In der außerordentlich harten, felsitischen Grundmasse liegen nur spärlich höchstens 2 mm große fleischrote Feldspäte und etwas kleinere, dunkelgraue Quarzkryställchen eingesprengt. U. d. M. besteht die Grundmasse aus einem feinen krystallinen Gemenge von Feldspat und Quarz. Die eingesprengten Feldspäte gehören dem Orthoklas an, der z. T. in Karlsbader Zwillingen ausgebildet und vielfach von Plagioklas perthitisch durchwachsen ist.

[1]) Leske, Reise durch Sachsen, Leipzig 1785, S. 223.
[2]) Glocker, a. a. O., S 56.

Die dihexaedrischen Quarze sind oft stark korrodiert oder auch nur randlich abgeschmolzen und beherbergen minimale Glaseinschlüsse. Von Akzessorien fallen namentlich scharf ausgebildete Zirkone auf. Als Neubildungsprodukt ist Hämatit durch die ganze Masse, z. T. fein staubartig, verteilt. Auch ein grünliches chloritisches Mineral ist sehr verbreitet und stellt sich in manchen Partien (am südlichen Abhang des Fiebigsberges) bei der Verwitterung des Gesteins so reichlich ein, daß die ganze Gesteinsmasse gelblichgrün gefärbt erscheint und nur noch die rötlichen Feldspäte und Quarzkryställchen unverändert enthält.

Ein Quarzporphyr setzt ferner an der Hinterwand des längst auflässigen Culmkalkbruches von Kunnersdorf in Gestalt eines infolge der Verrutschung des Steilgehänges nicht genauer verfolgbaren, wahrscheinlich nur sehr wenig mächtigen Ganges in dem schwarzen culmischen Tonschiefer auf. Das beim Anschlagen in unregelmäßige polyedrische Stücke zerspringende Gestein hat eine hellrötlichgelbe Farbe und zeigt mehr steinigen Bruch, enthält aber ebenfalls nur spärliche und kleine Einsprenglinge, besonders von Quarzdihexaedern und wenigen, meist schon völlig in sericitische Massen zersetzten Feldspäten.

2. Der Hornblendeporphyrit.

Eine größere landschaftliche, aber auch techniche Bedeutung als der Quarzporphyr erlangt der Hornblendeporphyrit, welcher den sich etwa 20 m über das fast ebene Diluvialgelände erhebenden Weinberg (188,3 m) östlich von Ober-Horka aufbaut und dort durch mehrere, zurzeit aber nur wenig benutzte Steinbrüche aufgeschlossen ist.

Dieser Hornblendeporphyrit ist polyedrisch abgesondert und von zahlreichen Klüften durchzogen, auf denen sich vielfach Eisen- und Manganverbindungen abgesetzt haben. Oberflächlich ist der Porphyrit bis in eine Tiefe von mehreren Metern ziemlich stark angewittert, ohne dabei viel von seiner Zähigkeit einzubüßen. Das frischeste Material besitzt eine violette bis rotbraune Farbe, die beim Anwittern allmählich in Graugrün übergeht. Außer einer großen Menge kleiner, kaum 3 mm langer, schmaler Säulchen eines grünlichweißen mattschimmernden Minerals, welches aus der Zersetzung der Hornblende hervorgegangen ist, erkennt man makroskopisch noch kleine, glänzende, fleischfarbene, im angewitterten Zustande mehr grünlichweiße, rechteckig gestaltete Feldspäte. U. d. M. erweisen sich letztere als zwillingsstreifige Plagioklase, deren Zwillingslamellierung jedoch mitunter so fein ist, daß sie infolge des

unfrischen Zustandes des ganzen Gesteins kaum wahrnehmbar wird. Diese Plagioklase sind außerdem bisweilen nochmals nach dem Karlsbader oder nach dem Periklingesetz verzwillingt. Hornblende selbst ist auch im Schliffe nicht mehr anzutreffen, ist vielmehr von dem noch reaktionsfähigen Schmelzflusse mehr oder minder vollkommen resorbiert und durch Opacitsubstanz ersetzt worden, welche aber die charakteristischen Gestalten der Hornblendedurchschnitte noch deutlich gewahren läßt. Der nicht resorbierte Teil der Hornblendekrystalle ist in trübe graue und auch in chloritische Substanzen umgewandelt. Kleinere, schlankere, aber ebenfalls völlig zersetzte Säulchen dürften vielleicht von einem Pyroxenmineral herrühren. Akzessorisch tritt vor allem Apatit in kleinen plumpen, grau oder braunrot bestäubten Kryställchen auf. In der bräunlichen, primär krystallinen Grundmasse des Porphyrites vom Weinberg sind in größter Zahl minimale Feldspatleistchen zu bemerken, die sich z. T. fluidal anordnen. Wahrscheinlich ist auch Glas an der Zusammensetzung der Grundmasse mit beteiligt. Eisenoxyd imprägniert die letztere wie ein feiner Staub und hat sich auch auf den Spaltflächen der größeren Mineralindividuen angesiedelt. Bei der Verwitterung nimmt der Horkaer Porphyrit grünlichgraue Farbtöne an, indem chloritische und namentlich auch tonige Substanzen entstehen. Zugleich wird die Opacitsubstanz aufgelöst und verschwindet, so daß in dem stärker angewitterten Porphyrit das ehemalige Vorhandensein von Hornblende überhaupt nicht mehr festzustellen ist. Der Verwitterungsboden zeichnet sich, wohl besonders infolge des hohen Phosphorsäuregehaltes[1]) des Gesteins, durch Fruchtbarkeit aus.

3. Der Quarzglimmerporphyrit.

In Nieder-Rengersdorf ist durch Schönfelders Steinbruch ein massig abgesondertes Porphyrgestein aufgeschlossen, das in relativ frischem Zustande eine auffallend lichtbläulichgraue Farbe zeigt. Da die Verwitterung, durch welche das Gestein eine mehr gelblich- bis grünlichgraue Färbung annimmt, von den Klüften aus erfolgt, sind in den durch letztere erzeugten polyedrischen Blöcken oftmals noch bis kopfgroße Kerne frischen Materials anzutreffen, welches von dem angewitterten Gestein durch eine leberbraune Kruste abgetrennt wird. In dem wenig weiter östlich gelegenen Kranichsberge wurde früher ein ähn-

[1]) Steger, Der quarzfreie Porphyr von Ober-Horka. Abhdlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, 1884, XVIII, S. 183—193.

liches, aber anscheinend durch seine ganze Masse hindurch lichtbräunlichgrau angewittertes Gestein gebrochen, welches u. d. M. mit dem vom Schönfelderschen Bruche vollständig übereinstimmt. Ein gleiches Gestein ist auf dem jenseitigen Schöpsufer auf einem kleinen Hügel rechts der Landstraße nach Niesky, etwa 400 m nördlich von der Kirche, durch Lesesteine nachzuweisen. Da diese drei Vorkommnisse in einer geraden Linie liegen, hat es den Anschein, als ob es sich hier um einen verhältnismäßig breiten Gang handelt, welcher in dem daselbst durch Diluvium verborgenen paläozoischen Gebirgsuntergrund aufsetzt. Nach dem mikroskopischen Befund ist das Gestein aller dieser Fundstellen als Quarzglimmerporphyrit anzusprechen.

Makroskopisch machen sich außer unregelmäßig verwaschen aussehenden dunklen Punkten und Flecken nur kleine, 2—3 mm messende Feldspäte bemerklich, und auch u. d. M. bilden diese die einzigen größeren Krystalle in der aus mehr isometrischen kleinen Mineralindividuen bestehenden Gesteinsmasse, an welcher sich gleichfalls Feldspat in minimalen rechteckigen Leisten beteiligt. Die Feldspäte gehören einem Plagioklas an, jedoch ist die Zwillingslamellierung infolge der Zersetzung des ganzen Gesteins oft schon ziemlich verwischt. Von dunklen Gemengteilen scheint nur Biotit ursprünglich vorhanden gewesen zu sein, wahrscheinlich aber auch nicht sehr reichlich, und ist entweder völlig gebleicht oder in grünen Chlorit umgewandelt. Quarz ist in großer Reichlichkeit ausgeschieden, und zwar größtenteils automorph in kleinen Dihexaedern, welche oft zentral gehäufte Einschlüsse einer unbekannten Substanz sowie Glaseinschlüsse mit Gasbläschen führen. Von Erzen sind Magnetitkörnchen und unregelmäßige Putzen von Pyrit vertreten. Die eigentliche Grundmasse, in der alle diese Mineralien eingebettet sind, wird von einem äußerst feinen Quarz-Feldspat-Gemenge dargestellt, ist aber meist durch allerhand tonige und glimmerige Zersetzungsprodukte stark getrübt.

Da die Verbandsverhältnisse aller dieser Gesteine der Beobachtung völlig verschlossen sind, ist auch eine direkte Bestimmung ihres geologischen Alters nicht möglich. Doch darf man sie wohl als gleichaltrig mit den analogen Vorkommen in den Nachbargebieten, mithin als Angehörige des Rotliegenden ansehen.

Sedimentgesteine aus dieser Periode stehen im Untersuchungsgebiete oberflächlich nirgends an. Gleichwohl dürften

die höchstwahrscheinlich dem Rotliegenden zuzuzählenden bunten Schieferletten, die man in einem Bohrloch in Kauppa (nördlich von Bautzen, unweit des Caminaberges) erteuft hat, und die öfteren Funde von Fragmenten ebensolcher Schieferletten im Geschiebelehm des Untersuchungsgebietes (s. S. 124) auf das Vorhandensein dieser Formation in dem der Görlitzer Grauwackenzone nördlich vorgelagerten Flachlande hinweisen.

Die Formationen vom Zechstein an bis mit der Kreide sind in unserem Arbeitsgebiete nicht mehr vertreten, schließen sich aber zugleich mit dem Rotliegenden unmittelbar nordöstlich von Görlitz an das altpaläozoische Grundgebirge an und bilden dort die Ausfüllung der nordwestlich streichenden Fortsetzung der Löwenberger Sedimentmulde, die nach PRIEMEL[1]) erst westlich der Neiße ihren Abschluß erreichen dürfte, denn noch bei Penzig wurde neuerdings Buntsandstein und links der Neiße bei Zodel Zechsteinkalk, endlich bei Rothenburg Sandstein der oberen Kreide erbohrt.

VII. Die miocäne Braunkohlenformation.

Mehrfach ist schon hervorgehoben worden, in welch hohem Maße die Gebilde der paläozoischen Formationen streckenweise innerhalb des untersuchten Gebietes durch das Schwemmland der Beobachtung entrückt werden.

Einen hervorragenden Anteil am Aufbau desselben besitzt das Tertiär, und zwar die miocäne Braunkohlenformation (obere Braunkohlenformation Sachsens), welche aber selbst meist wieder vom Diluvium überzogen wird und daher nur an wenigen Stellen ihrer Verbreitung offen zutage tritt. Ablagerungen des älteren Tertiärs sind in dem untersuchten Grauwacken-Terrain nicht vorhanden.

Die miocäne Braunkohlenformation unseres Arbeitsgebietes setzt sich ganz wie diejenige der westlich anstoßenden Sektionen der sächsischen geologischen Spezialkarte zusammen aus Sanden, Kiesen und Tonen, denen lokal Braunkohlenflöze eingelagert sind. Eine herrschende gesetzmäßige Aufeinanderfolge dieser Gebilde und somit eine bestimmte Gliederung dieses miocänen Komplexes findet ebensowenig wie in den benachbarten sächsischen Arealen statt.

Die Tone der oberen Braunkohlenformation besitzen z. T. schneeweiße, meist aber graue Farbe und eignen sich ihrer

[1]) PRIEMEL, Braunkohlenform. d. Hügellandes d. preuß. Oberlausitz, S. 8 (Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1907).

reinen, plastischen Beschaffenheit wegen vortrefflich zur Ziegelfabrikation und werden z. B. in den Ziegeleien östlich von Kodersdorf, ferner bei Klingewalde, Moholz, Horscha und Petershain verarbeitet. An manchen Stellen sind sie durch kohlige oder sandige Beimengungen verunreinigt und weisen dann mehr schmutzige, dunkle, blaugraue oder infolge verschieden großen Eisengehaltes gelbe bis braune (Ebersbacher Dampfziegelei), selbst ziegelrote Farbe auf (Zgl. südl. Sandförstchen; Waldrand südl. Collm.). Nicht selten stellen sich in diesen Tonen Nester und Lagen von reinem, weißen Quarzsand ein, wie dies z. B. ein Aufschluß westlich von Nieder-Seifersdorf zeigt.

Vielfach sind den Tonen Schmitzen und Flözchen von Braunkohle eingelagert (Ziegeleien bei Klingewalde, Ebersbach und östl. von Kodersdorf), die an einigen Stellen sogar eine solche Mächtigkeit erreichen können, daß man sie bergbaulich zu gewinnen bestrebt gewesen ist (Zeche Moholz, Petershain, Sandförstchen). Jedoch lohnte der Abbau infolge der mangelhaften Beschaffenheit der Kohle wohl an keinem der genannten Orte und kam infolgedessen bald wieder zum Stillstand. Bis vor kurzem war die „Grube Dora" bei Collm noch im Betrieb, auf der man im Liegenden feiner, weißer Quarzsande von etwa 2 m Mächtigkeit ein mehrere Meter starkes Flöz abbaute, das in seinen obersten Teilen aus einer schmierigen, erdigen, sehr unreinen Braunkohle, in seinen tieferen Horizonten aber aus holziger Braunkohle besteht. Das Flöz ist wohlgeschichtet; und die z. T. zerfaserten Koniferenstämme sowie deren Zweige und Nadeln liegen durchweg horizontal. Auch an den anderen Stellen des Untersuchungsgebietes hat die Braunkohle die gleiche schmierige, erdige oder lignitische Beschaffenheit und ist stets durch Ton und Sand stark verunreinigt, während abbauwürdige Stückkohle nirgends angetroffen wurde. Dagegen geht weiter im Osten der Neiße, wo das Miocän größere Mächtigkeit erlangt, und die einzelnen Braunkohlenbecken anhaltendere und stärkere Flöze reinerer Kohle führen, ein intensiver Bergbau um[1]).

Die Sande der Braunkohlenformation zeichnen sich meist durch sehr feines Korn und blendend weiße Farbe aus und lassen sich schon hierdurch leicht von den Sanden und Kiesen des Diluviums unterscheiden, zumal sie oft fast reine

---

[1]) Siehe K. PRIEMEL, Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1907.

Quarzsande sind, wie solche u. a. im Hangenden der Braunkohle in der Grube Dora bei Collm auftreten. Im Süden von Ullersdorf und im Osten von Nieder-Seifersdorf stellen sich tertiäre Quarzsande ebenfalls in größerer Verbreitung ein, besitzen aber oft schon ein etwas gröberes Korn und werden durch ein sich lokal einstellendes toniges Zwischenmittel zu sog. „fettigen“ Kiesen. In dem Sande, der in der Grube am Teich südlich von Attendorf aufgeschlossen ist, sind dem hier gleichfalls bei weitem vorwaltenden Quarz auch Feldspatfragmente und Granitbröckchen zugesellt. Die letzteren beiden weisen direkt darauf hin, daß zur Bildung dieser tertiären Quarzsande der Verwitterungsschutt des Lausitzer Granitgebirges, in diesem Falle des in unmittelbarer Nähe anstehenden Königshainer Stockgranites, in hervorragendem Maße beigetragen hat. In den weiter vom Granitterritorium entfernten Arealen ist infolge des längeren Transportes eine mechanische Trennung des granitischen Verwitterungsrückstandes in Quarzsand und Ton erfolgt.

Von besonderem Interesse sind jene, fast nur aus Bruchstücken und Geröllen von Kieselschiefer und Untersilurquarzit zusammengesetzten groben Kiese, die schon bei Wartha und nördlich von Weigersdorf auf Skt. Baruth, namentlich aber in den Kiesgruben in der Nähe der Romanik-Teiche bei Ölsa und in den Gruben am nahen Gemeindeberge aufgeschlossen sind und auch noch an mehreren Stellen zwischen Collm und Diehsa vorkommen. Namentlich gewährt die große herrschaftliche Kiesgrube beim Gemeindeberge am Wege von Collm nach Sproitz einen vortrefflichen Einblick in die Beschaffenheit dieser groben Kiese. Ihrer ganzen Beschaffenheit nach stellen diese ein miocänes Umlagerungsprodukt des culmischen Konglomerates dar, von dem auch vielfach noch ganze kompakte Bruchstücke als Gerölle im Kiese vertreten sind, und welches selbst an den meisten der genannten Orte im Grunde der betreffenden Kiesgruben oder doch in deren nächster Nähe noch in ursprünglichem Zustande ansteht. Wenn aber im allgemeinen das zerrüttete Konglomeratmaterial bei seiner Umlagerung keinen größeren Transport und damit auch keine beträchtliche Verkleinerung erfahren hat, so ist es doch lokal einer noch weitergehenden Abschleifung durch das bewegte Wasser unterlegen, infolge deren eine Kiesablagerung zustande gekommen ist, welche aus lauter durch ihre regelmäßige Gestalt in hohem Grade auffälligen, bis markstückgroßen, flachen und völlig geglätteten Scheibchen („Bohnensteinen“) hauptsächlich von Kieselschiefer und Untersilurquarzit besteht. Am typischsten

ist derartiger Kies zwischen der ehemaligen Schäferei See und dem Bannerteiche anzutreffen. Innerhalb der lockeren Kiese sind lokal, so in der herrschaftlichen Kiesgrube am Gemeindeberge, gewisse Partien durch Kieselsäurecement konglomeratartig verfestigt worden.

In viel höherem Maße jedoch hat sich diese Verkieselung bei den tertiären Sanden vollzogen, innerhalb deren besonders östlich von Nieder-Seifersdorf am Nordwestabfall der Königshainer Berge nicht nur unregelmäßige, bizarr gestaltete Partien zu sog. „Knollensteinen", sondern sogar ganze Bänke zu hartem Quarzit silifiziert wurden. Hierher gehören auch die Quarzite, die im Walde südlich von See und ebenso zwischen Horscha und Moholz einige kleine langgestreckte Rücken bilden und durch mehrere Steinbrüche aufgeschlossen sind. Diese miocänen Quarzite unterscheiden sich von den ihnen im allgemeinen recht ähnlichen, weiter südwestlich anstehenden Quarziten des Untersilurs besonders durch ein bedeutend geringeres spezifisches Gewicht und durch den völligen Mangel an plattiger Absonderung. Der in dem südlicheren der Gräfl. zur Lippeschen Brüche im Seer Wald gebrochene miocäne Quarzit zeichnet sich durch besondere Feinheit und Gleichmäßigkeit des Kornes und durch seine intensive Verfestigung aus und besitzt infolgedessen ein quarzfelsähnliches Aussehen, große Härte und Sprödigkeit. Er findet unter der Bezeichnung „Hartquarz" namentlich als Schottermaterial Verwendung, dürfte sich aber ebenso zu industriellen Zwecken eignen, da er fast nur aus Quarz besteht, und ihm tonige und eisenhaltige Beimengungen nahezu vollständig fehlen.

Das Liegende dieser miocänen Ablagerungen ist im Untersuchungsgebiet nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und wird hier stets direkt vom Palaeozoicum gebildet. So kann man z. B. in der Ebersbacher Dampfziegelei an der Nieskyer Landstraße und ebenso in der Ziegelei von Aster und Schwager nördlich von Görlitz die unmittelbare Auflagerung von Miocäntonen auf stark zersetzte culmische Grauwacken beobachten.

VIII. Basalte.

Wie in dem größten Teile der übrigen Lausitz gelangten auch in dem von uns behandelten Untersuchungsgebiete zur Tertiärzeit vulkanische Gesteine, hier aber ausschließlich Basalte, zur Eruption. Sie treten jedoch im allgemeinen nur vereinzelt auf und stellen überhaupt die nördlichsten Basalte des ostelbischen Teiles von Deutschland dar.

Zur Kenntnis der Basalte östlich der Neiße liegt eine Arbeit von P. Krusch[1]) vor. Westlich dieses Flusses sind in der Görlitzer Gegend äußerst zahlreiche Basaltdurchbrüche durch den Lausitzer Granit zu verzeichnen, von denen aber nur die steile Kuppe der Landeskrone größere landschaftliche Bedeutung erreicht, und die größtenteils schon von H. Möhl[2]) mikroskopisch untersucht worden sind. Unter ihnen ist ein Gang von Melilithbasalt[3]) im Granitbruch am Pomologischen Garten in Görlitz besonders erwähnenswert. Dieser Basalt, dessen Melilith von Möhl zwar richtig abgebildet, aber als Nephelin beschrieben wurde, ist auch deswegen interessant, weil in ihm der Olivin z. T. nicht die gewöhnliche Zersetzung in faserigen Serpentin, sondern eine solche in Antigorit erlitten hat, dessen Blättermassen parallel (011) gelagert sind.

Viel vereinzelter als im Granit setzen Basalte innerhalb der Grauwackenareale unseres engeren Untersuchungsgebietes auf. Nur auf diese Vorkommnisse soll etwas ausführlicher eingegangen werden, da sie neuerdings durch intensiven Steinbruchsbetrieb viel besser aufgeschlossen sind als in den Zeiten Glockers und Möhls, welche auch einige der hierher gehörigen Basalte bereits beschrieben haben. Ersteres gilt namentlich von den am weitesten nach Norden vorgeschobenen Basaltvorkommnissen von Sproitz westlich von Niesky und von der in der Nähe liegenden kleinen Basaltkuppe im Seer Wald zwischen See und Quitzdorf. Ein anderer Basalt setzt östlich von Siebenhufen auf, und endlich wurde auch in Klingewalde beim Bau eines Brunnens ein Basalt angetroffen, von dem aber kein Untersuchungsmaterial mehr beschafft werden konnte.

Alle diese Basalte stellen kleine Kuppen oder Reste von solchen dar, können aber wegen ihrer geringen Höhe das Landschaftsbild nicht beeinflussen. In keinem Falle wurden Tuffbildungen in Verbindung mit ihnen beobachtet. Bezüglich ihres geologischen Alters steht fest, daß diejenigen von Sproitz zweifellos jünger sind als die miocäne Braunkohlenformation ihrer Umgebung, während die überwiegende Mehrzahl aller Basalte der Südlausitz schon in der Oberoligocänzeit eruptiv geworden ist.

---

[1]) Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Land.-Anst. 1894, S. 279.

[2]) Abhdlg. d. Naturf. Ges. Görlitz, Bd. XV, 1875, S. 69.

[3]) Vgl. auch Stelzner. N. Jahrb. f. Mineral. 1883, Beil.-Bd. II, S. 403–407.

1. Der Feldspatbasalt von Sproitz.

An drei, genau in einer geraden Nord-Süd-Reihe hintereinander liegenden Punkten setzt zwischen Sproitz und See Basalt auf: in dem schon von Leske[1]) besuchten Kirchberg, nördlich davon in dem sog. „Bauernberg“ und südlich von ersterem am Nordende des Bannerteiches. Die beiden ersten Vorkommen werden von der A.-G. Sproitzer Basaltwerke in zwei großen und tiefen Brüchen abgebaut und sind infolgedessen sehr gut aufgeschlossen, während der Basalt am Nordende des Bannerteiches erst neuerdings bloßgelegt worden ist. An allen drei Stellen hat man es mit den Überresten von Quellkuppen zu tun, die in nord-südlicher Richtung ziemlich in die Länge gestreckt sind und in der Tiefe miteinander zusammenhängen dürften. Daß sie alle drei einem gemeinsamen Magmaherde entstammen, wird durch ihre völlig übereinstimmende mikroskopische Beschaffenheit bestätigt.

In nächster Nähe des Basaltes, und zwar auch zwischen den einzelnen Vorkommnissen, stehen die kieseligen Schiefer und Hornsteinschichten des tieferen Obersilurs an, deren Kontakt mit dem Basalt allerdings nirgends aufgeschlossen ist. Dagegen kann man an einer Stelle im oberen Teile der westlichen Wand des Kirchbergbruches gefritteten Ton der Braunkohlenformation beobachten, woraus mit Sicherheit folgt, daß die Eruption der Sproitzer Basalte erst nach oder frühestens während der Ablagerung der miocänen Braunkohlenformation stattgefunden hat.

Die säulenförmige Absonderung des Basaltes kommt vor allem an der nördlichen Wand des Kirchbergbruches schön zur Geltung. Die hier nach oben zu konvergierenden, schlanken, quergegliederten Säulen erreichen bei nur geringer Dicke die beträchtliche Länge von etwa 10 m. An anderen Bruchwänden sieht man direkt auf die Köpfe der nach auswärts geneigten Prismen.

In dem flach muschelig brechenden, außerordentlich festen Sproitzer Basalt sind nur Olivine und Augite schon makroskopisch als Einsprenglinge innerhalb der dichten, rein schwarzen Grundmasse kenntlich und finden sich außerdem nicht selten als knollenförmige Urausscheidungen. Ganz lokal tritt in Hohlräumen des Basaltes Natrolith auf in Gestalt von bis haselnußgroßen, radialstrahlig struierten, schneeweißen Mandeln, aus

[1]) Leske, Reise durch Sachsen, S. 234.

denen krystallklare, feine Nädelchen in großer Zahl drusig hervorstechen.

U. d. M. erweist sich der Basalt als ein äußerst kleinkörniges Gemenge von Augit, Olivin, Magnetit und Plagioklas, von denen aber nur die beiden ersten etwas größere Dimensionen erlangen, während der Feldspat nur in sehr kleinen und schmalen, polysynthetisch verzwillingten Leistchen vorhanden ist und bisweilen gegenüber der Menge des Augits so sehr in den Hintergrund gerät, daß das Gestein fast den Habitus eines Magmabasaltes annimmt. Als solcher ist es auch s. Z. von Möhl[1]) bezeichnet worden. An den Augiten, namentlich an deren größeren Individuen, ist Verzwillingung und Zonenbau nicht selten zu bemerken, sog. Sanduhrformen sind stellenweise recht häufig. Die Olivine, von denen besonders die größeren oft gut begrenzt sind, zeigen in einigen Schliffen eine verschieden weit fortgeschrittene Zersetzung in grünlichen oder gelbbraun gefärbten Serpentin. Magnetit ist reichlich zugegen und wird vielfach vom Augit und Olivin eingeschlossen. Winzig kleine Apatite findet man bei starker Vergrößerung durch das ganze Präparat verstreut, während Hornblende, die im Schliffe weitgehende Resorptionserscheinungen zeigt, ziemlich selten zu sein scheint, ebenso wie auch farblose Glasbasis nur in sehr geringer Verbreitung auftritt.

2. Der Feldspatglasbasalt vom Seer Wald.

Unfern der Sproitzer Vorkommnisse liegt im Walde zwischen See und Quitzdorf am Südostende des Bannerteiches eine kleine Basaltkuppe, die zuerst bei Glocker[2]) als „Quitzdorfer Basalthügel" erwähnt ist, und die jetzt von den Gräfl. zur Lippeschen Werken abgebaut wird. Aus der Stellung der Säulen, welche alle nach einer durch die Mitte des kreisrunden Bruches gehenden Achse hin konvergieren, ist leicht die alte Kuppenform wiederzuerkennen. Der innerhalb des Bruches überall in Säulen abgesonderte Basalt wird in der Nähe seines z. Z. schlecht aufgeschlossenen Nebengesteins[3]) von einer unregelmäßig kugeligen Absonderung beherrscht. Da er hier zugleich ziemlich stark verwittert ist, hat man diese Partien beim Abbau des festen, frischen Basaltes stehen lassen, so daß eine ringwallähnliche Umgürtung des Bruches zustande gekommen ist.

---

[1]) Möhl, a. a. O. S. 111.
[2]) Glocker. a. a. O. S. 115.
[3]) Höchst wahrscheinlich untersilurische Schiefer.

Im Handstück hat der Seer Basalt eine tiefschwarze Farbe mit einem fettigen, violetten Schimmer und besitzt einen splitterigen, höckerigen Bruch; Olivin- und Augitknollen sind selten, doch sind kleine Einzelkrystalle dieser Mineralien schon mit bloßem Auge als Einsprenglinge wahrnehmbar. Auch erkennt man mitunter bis 2 mm große, wie angeschmolzen aussehende Körner von sog. schlackigem titanhaltigen Magneteisen. Möhl, welcher von dem Seer Basalt einen Schliff abbildet, will auch Hornblende schon in makroskopischen und vor allem in mikroskopischen Kryställchen gefunden haben[1]).

U. d. M. unterscheidet sich der Basalt von See sofort von dem Sproitzer durch das reichliche Vorhandensein eines bräunlichen Glases, doch herrscht auch hier von den Mineralgemengteilen der Augit vor, während der nur in kleinen, zierlichen Leisten vertretene Plagioklas ihm an Menge sehr nachsteht. Die Augite und ebenso die Olivine sind in den verschiedensten Größen vorhanden und erreichen selbst makroskopische Dimensionen. Scharfe Kryställchen des Magnetites machen gleichfalls einen wichtigen Gemengteil des Basaltes aus, und auch der Apatit besitzt in Form feinster Nädelchen große Verbreitung. Die Lücken zwischen den einzelnen Mineralindividuen erfüllt ein hellbräunliches bis kaffeebraunes, trichitreiches Glas, in welchem die schwarzen Trichite sich gern senkrecht zu den Umrissen der umschlossenen Mineralien stellen.

3. Der Feldspatbasalt von Siebenhufen.

Östlich von Siebenhufen wird in der Nähe der Ebersbacher Dampfziegelei die Culmgrauwacke von einem Feldspatbasalt durchbrochen, der in zwei kleinen, anscheinend nur zeitweise betriebenen Brüchen aufgeschlossen ist. Der Basalt ist in plumpen Säulen abgesondert, die auch hier sämtlich gegen eine mittlere Achse hin nach oben zu konvergieren, so daß es sich auch in diesem Falle um eine schon weit abgetragene, kleine Quellkuppe handelt.

Durch seinen splitterigen, höckerigen Bruch und seine bläulichschwarze Färbung ist der Basalt von Siebenhufen dem von See recht ähnlich; in seiner mikroskopischen Beschaffenheit gleicht er mehr dem von Sproitz. Makroskopisch sind nur kleine Olivineinsprenglinge häufiger in der äußerst dichten Gesteinsmasse zu bemerken, die sich im Schliffe durchgängig als sehr feinkörnig und wesentlich aus Augit, Olivin, Magnetit und

---

[1]) Möhl, a. a. O. S. 113.

Feldspat zusammengesetzt erweist. Der Plagioklas ist auch in diesem Basalt nur in winzigen Leistchen vorhanden, während der Augit wieder unbedingt vorherrscht. Einzig die Olivine erreichen öfters etwas beträchtlichere Größe und sind gewöhnlich randlich und von Sprüngen aus in grünen Serpentin zersetzt. Die Dimensionen der ungemein reichlich vorhandenen Körnchen von Magnetit sinken bis zu solcher Kleinheit herab, daß dessen Kryställchen wie ein feiner Staub die ganze Gesteinsmasse imprägnieren. Als Akzessorien sind besonders wieder Apatite vertreten. Farblose Glasbasis zwängt sich in geringer Menge zwischen die Gemengteile ein. Bei der Verwitterung bedecken sich die Oberflächen der Basaltsäulen und -bruchstücke mit hellen, etwa 2 mm großen, rundlichen Flecken, und das Gestein nimmt körnelige Textur an.

IX. Das Diluvium.

In dem nördlichen Teil der sächsischen Lausitz, ungefähr von der Röder an bis nach Weißenberg, erlangen die sog. „präglazialen Schotter" eine weite, durch spätere Erosion allerdings stark reduzierte Verbreitung. Diese durch die Führung von Quadersandstein, rotem böhmischen Gneis, Quarzporphyr, Phonolith und leicht kenntlichem böhmischen Basalt mit großen porphyrischen Augiten sowie durch das vollständige Fehlen alles nordischen Materiales charakterisierten Schotter, deren Entstehung jedenfalls noch in die Pliocänzeit fällt, erstrecken sich nicht bis in unser Untersuchungsgebiet, sondern finden an der Westflanke des Dubraugebirges mit den Vorkommnissen von Sgn. 152 bei Klein-Saubernitz und von Sgn. 190,4 südlich von Groß-Saubernitz ihr östliches Ende.

Die diluvialen Ablagerungen des Arbeitsgebietes schließen sich in ihrer Ausbildung denen der sächsischen Lausitz an und lassen sich folgendermaßen gliedern:

a) Höhendiluvium:
   1. Geschiebelehm,
   2. altdiluviale Sande, Kiese und Schotter der Hochflächen,
   3. Schotter der oberen Terrasse des Neißetales,
   4. jungdiluviale Deckschicht.

b) Taldiluvium:
   5. Talsand und Tallehm.

1. Der Geschiebelehm.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes hat der Geschiebelehm durch Erosion und Denudation eine starke Verminderung seiner ehemaligen Verbreitung erfahren und läßt sich außerdem infolge seiner Überlagerung durch diluviale Schotter und durch die diluviale Deckschicht nur schwer in seiner ganzen Ausdehnung verfolgen. Jedoch ist sein Vorkommen in der Görlitzer Gegend, ferner in der Nähe von Weißenberg, sowie in der Umgebung von Niesky durch einige künstliche Aufschlüsse sicher gestellt.

In seiner typischen Ausbildung ist auch der Lausitzer Geschiebelehm ein dunkelgrauer, zäher, kratziger, schichtungsloser Lehm, welcher in sehr wechselnder Menge und Größe Geschiebe nordischen Materials unregelmäßig eingestreut enthält, denen sich jedoch sehr reichliches dem Untergrunde entnommenes miocänes Material beigesellt. So zeichnet sich der in einem Graben beim Seer Basaltbruch aufgeschlossene Geschiebelehm, welcher als eine unregelmäßig begrenzte Partie in altdiluvialen Kies eingelagert ist, durch außerordentlich reichliche Führung von Quarzgeröllen und von Resten lignitischer Kohle des benachbarten Miocäns aus. Wo aber das Inlandeis direkt über das Ausgehende der Grauwackenformation hinwegzog, wurden die Schichten der letzteren aufgestaucht, gelockert und zertrümmert. An solchen Stellen ist dann der Geschiebelehm mit kreuz und quer gestellten Bruchstücken der Grauwacke vollständig erfüllt. Diese Kroßsteinsgrus genannte Lokalfacies des Geschiebelehmes läßt sich z. B. auf dem Kieselschiefer des Bansberges bei Horscha sowie auf anderen silurischen Schiefern, besonders aber auf der Culmgrauwacke gut beobachten. Instruktiv für den ganzen Charakter der Grundmoräne ist ein Aufschluß in der Ebersbacher Dampfziegelei an der Nieskyer Chaussee. Daselbst legt sich ein hellfarbiger, plastischer Miocänton an meist stark verlettete Culmgrauwacken an, die in geringer Entfernung auch direkt zutage ausstreichen. Über beide zieht sich Geschiebelehm in einer Mächtigkeit von 2—3 m hinweg. Direkt über der Grauwacke ist er als typischer Kroßsteinsgrus entwickelt, während er über dem Miocänton, in welchen er z. T. sackartig eingreift, als eine ziemlich sandige, lokal recht lehmarme Modifikation von bräunlichgrauer, aber rasch ausbleichender Farbe erscheint. Bemerkenswert ist hierbei seine reiche Führung von nördlichem und nordischem Material, indem aus dem nördlich vorgelagerten Teile des Grauwackenzuges Bruchstücke von silurischem Quarzit und Kieselschiefer sowie von Culmkonglomerat aufgenommen und hierher transportiert wurden.

Aus dem Niederlausitzer Tieflande dürften die Braunkohlenquarzite und die bald ziegelroten, bald gelben oder violetten Schieferletten (voraussichtlich des Rotliegenden, siehe S. 114) herrühren. Rein nordischen, also skandinavisch-baltischen Ursprunges sind die zahllosen Feuersteine, die mannigfachen Gneise, Granite, Porphyre, Amphibolite sowie die roten oder violettstreifigen Quarzite u. a. m. Diese Geschiebe erreichen z. T. einen Durchmesser von 1 m und sind fast alle, namentlich aber die größeren und härteren Blöcke, auf einer Seite glatt geschliffen und oft auch mit parallelen Kritzen und Schrammen versehen („Scheuersteine").

2. Die altdiluvialen Sande, Kiese und Schotter der Hochflächen.

Die sandig-kiesigen Bildungen des Höhendiluviums, meist kurzweg als altdiluviale Schotter bezeichnet, besitzen im Untersuchungsgebiet große Verbreitung, so besonders zwischen Weißenberg und Seifersdorf, in der Umgebung von Niesky, nordwestlich von Görlitz sowie auch jenseits der Neiße. Wenngleich sie nicht überall direkt an der Oberfläche anstehen, da sie vielfach von Lößlehm oder Decksand verhüllt werden, so sind sie doch häufig durch Kiesgruben günstig aufgeschlossen.

An der im einzelnen ziemlich schwankenden Zusammensetzung dieser Schotter beteiligen sich außer vorherrschendem einheimischen, wesentlich aus nördlich vorliegenden Landstrichen stammenden Material Gerölle und Geschiebe nordischer Herkunft in wechselnder Menge. Unter den aus der nördlichen Lausitz selbst stammenden Geröllen pflegen Milchquarze und bläulich angewitterte Kieselschieferbrocken aus der niederlausitz-märkischen Braunkohlenformation unbedingt vorzuwalten, während die Untersilurquarzite, die größeren Bruchstücke von schwarzem oder streifigem Kieselschiefer, die Konglomerate, die Grauwacken und die Kontaktprodukte der letzteren nur lokal sich etwas reichlicher einfinden (Kiesgrube östlich der Kirche von Ebersbach), Rollstücke von Lausitzer Granit, Diabas, Diorit, Porphyr und Basalt dagegen sehr in den Hintergrund treten. Von dem nordischen Material sind die der baltischen Kreideformation entstammenden Feuersteine an erster Stelle zu nennen, zumal da sie mitunter überhaupt das einzige Kriterium für das diluviale Alter derartiger Kiese abgeben. Neben ihnen sind noch die schwedischen roten Dalaquarzite, Skolithussandsteine sowie verschiedenartige Gneise, Granite, Porphyre, Amphibolite, Hälleflinta u. a. m. vertreten. Die altdiluvialen Schotter sind die

Auswaschungsprodukte des hier ältesten Geschiebelehms durch Schmelzwasser, mit welchen sich die von Süden kommenden unter den Eisrand tretenden fluviatilen Gewässer vereint haben mögen.

Die Farbe der altdiluvialen Schotter schwankt je nach der Menge des in ihnen vorhandenen Eisenoxydhydrates zwischen gelblichgrau und rostbraun. Auch die Korngröße der Schotter ist einem beträchtlichen Wechsel unterworfen, indem an einer Stelle grobe Kiese, an anderen feine Sande zur Ablagerung gekommen sind. Vielfach aber wechsellagern Sand und Kies, in die oft größere Gerölle unregelmäßig eingestreut sind, in sich meist rasch auskeilenden Schichten und Schmitzen miteinander. Durch geringe Differenzen in der Färbung der letzteren erhält der Schotter ein streifiges oder flammiges Aussehen. Die Schichtung der altdiluvialen Schotter verläuft meist annähernd horizontal, doch ist in ihnen diskordante Parallelstruktur oft vortrefflich ausgebildet.

In manchen Aufschlüssen tritt diese Schichtung völlig in den Hintergrund und macht einer wirren Packung sehr verschieden großer Gerölle und Geschiebe innerhalb einer meist schwach lehmigen, sandig-kiesigen Masse Platz. In dem eine derartige Moränenstruktur aufweisenden Geschiebegrand, wie er u. a. am Ober-Vorwerk Diehsa aufgeschlossen ist, pflegt sich nordisches Material in großer Reichlichkeit einzustellen, wodurch sich solche Ablagerungen als glaziale Rückzugsgebilde (Geschiebesand) legitimieren. Die in der Nähe von Niesky mehrfach vorhandenen, sich etwa um 15 m über ihre Umgebung erhebenden Hügel (z. B. Wolfsberg und Aussichtshügel), welche sich aus typischem Geschiebegrand mit bis über kubikmetergroßen Blöcken nordischen Materiales aufbauen, sind als Endmoränen des sich periodisch zurückziehenden Eises aufzufassen.

3. Die Schotter der oberen Terrasse des Neißetales.

Wie in der Zittauer Gegend, so wird auch in der Nähe von Görlitz das Neißetal von zwei, allerdings nicht überall scharf ausgeprägten diluvialen Erosionsterrassen begleitet, deren obere vom Löß bedeckt ist und aus gut charakterisierten Flußschottern aufgebaut wird, während die untere, lößfreie dem Taldiluvium angehört.

Die Schotter der oberen Neißeterrasse haben einst das diluviale Neißetal in seiner ganzen Breite bis durchschnittlich 20 m über dem heutigen Neißespiegel ausgefüllt, sind aber später durch die von neuem einsetzende Erosionstätigkeit des

Flusses zum größten Teil wieder ausgeräumt worden, so daß sie heute entweder in Gestalt einer vielfach ausgebuchteten und steil nach dem Flusse zu abstürzenden Terrasse das gegenwärtige Tal säumen (besonders nördl. v. Görlitz) oder nur wenig steil geneigte Böschungen längs desselben bilden (Leschwitz-Posottendorf). Durch wiederholte Verlegung des Strombettes wurden später die alten Schotterflächen ungleichmäßig abgetragen, so daß zwischen der oberen Terrasse und der Talsandterrasse lokal noch eine oder zwei weitere Geländestufen entwickelt erscheinen.

Wo die ursprüngliche Oberfläche der höchsten Terrasse noch in größerer Ausdehnung erhalten ist, wie bei Sercha und Lissa, bildet sie eine konform der Alluvialaue sanft nach Norden geneigte Ebene, die sich infolge ihrer Lößbedeckung durch große Fruchtbarkeit auszeichnet und daher einen ertragreichen Boden liefert, während die steilen Abhänge der Terrasse, in denen der Schotter direkt zutage tritt, lokal fast nackt oder höchstens mit Kiefern, Birken oder niederem Gestrüpp bewachsen sind.

Der sandig-kiesige Schotter der oberen Neißeterrasse besitzt gewöhnlich völlig horizontale Schichtung, innerhalb welcher sich meist auch diskordante Parallelstruktur geltend macht. An seiner Zusammensetzung beteiligt sich nordisches Material in verschwindend geringer Menge und wird meistens nur durch Feuersteine vertreten, während einheimisches und vor allem südliches Material, d. h. solches aus dem Oberlauf der Neiße und ihrer Nebenflüsse, die Hauptmasse des Schotters ausmacht. So fällt neben der großen Masse von weißen Quarzen aus der Südlausitzer Braunkohlenformation und neben dem Detritus der Lausitzer Granite der außerordentliche Reichtum der in Rede stehenden Neißeschotter an großen, prismatischen, blaßrötlichen Feldspäten, Feldspat-Quarz-Aggregaten und Brocken des grobkörnigen Isergranites sofort in die Augen. Dieses letztere Material bietet ebenso wie die gleichfalls sehr häufigen, grün gepfleckten Phyllitquarze und die flachen Gerölle von Quarzitschiefer und Grauwackenschiefer aus dem Jeschkengebirge ein vortreffliches Unterscheidungsmerkmal dieser betrachteten Neißeschotter gegenüber allen anderen Schotterbildungen des Neißegebietes.

Die Bestandteile des nur ganz schwach gelblich gefärbten Neißeschotters besitzen durchschnittlich Hasel- bis Walnußgröße, während sich größere Gerölle nur selten einstellen und dann gewöhnlich Bruchstücke von culmischen Grauwacken und deren Kontaktprodukten sind, die aus der unmittelbaren Nachbarschaft

stammen und infolgedessen fast stets nur kantenbestoßen sind (Lisselsche Kiesgrube a. d. Rothenburger Straße, Görlitz).

In einer großen Anzahl von Kiesgruben ist der Neißeschotter gut aufgeschlossen, so an der Rothenburger Straße in Görlitz, ferner südlich der Stadt bei Leschwitz-Posottendorf und in Moys. Der auffällige Umstand, daß innerhalb der Stadt Görlitz, etwa auf der Strecke vom Neißeviadukt bis zum Waisenhause, keine derartigen Schotter vorhanden sind, während sich solche in Ober-Moys und sogar in Leopoldshayn und in Hennersdorf noch sicher nachweisen lassen, deutet darauf hin, daß zur Zeit der Ablagerung dieser Schotter die diluviale Neiße von Leschwitz-Posottendorf aus nicht in gerader nördlicher Richtung über Görlitz, sondern in einem weiten Bogen im Osten dieser Stadt über Moys, zwischen dem „Jäckels-Berg“ und dem „Langen Berg“ hindurch und dann über Leopoldshayn geströmt ist, um zwischen Hennersdorf und dem nordöstlichen Teile von Görlitz wieder in ihr heutiges Tal einzulenken, wobei sie zwischen den letzteren Orten wahrscheinlich in mehrere Arme zerteilt war, indem eine Anzahl größerer Inseln des Grundgebirges aus ihr aufragte. Der Verlauf dieses diluvialen Neißestromes über Leopoldshayn spricht sich deutlich in der auffallenden Ebenheit dieses Landstriches aus. Erst als sich später die Neiße in ihre alten Schotter ein neues, ihr jetziges Bett eingrub, durchschnitt sie den quer vorliegenden Granitriegel von Görlitz und bildete dort ihr heutiges, von hohen, steilen Wänden eingeengtes Erosionstal aus.

4. Die jungdiluviale Deckschicht.

Über alle bisher behandelten geologischen Bildungen breitet sich als kontinuierliche Hülle von allerdings rasch wechselnder Mächtigkeit die „jungdiluviale Deckschicht“ aus, welche sich in unserem Untersuchungsgebiet aus dreierlei äolischen Gebilden, dem Löß, dem Lößlehm und dem Decksand, zusammensetzt. Diese drei Glieder sind einander äquivalent und schließen sich in ihrer Verbreitung gegenseitig aus. Während der Löß und der diesem eng verwandte Lößlehm den ganzen südlichen Teil des Untersuchungsgebietes überziehen, erlangt der Decksand nur in dessen nördlichen Arealen größere Verbreitung.

Nur dort, wo die Deckschicht geringe Mächtigkeit besitzt, läßt sie ihr Liegendes noch deutlich hindurchschimmern, weil dann infolge der Bearbeitung des Bodens oder durch Entwurzeln von Bäumen u. a. m. Bestandteile des Untergrundes sekundär in sie aufgenommen worden sind. Wo sie hingegen größere

Mächtigkeit erlangt, erweist sie sich stets als völlig steinfrei; nur an ihrer Basis pflegen sich größere Gerölle und Geschiebe zu einer „Steinsohle“ anzureichern. Für die Bestandteile der letzteren ist es charakteristisch, daß sie alle — namentlich aber die härteren Gesteine wie Quarzite, Kieselschiefer, Porphyre usw. — ausgezeichnete Windpolitur besitzen, z. T. auch als „Kantengeschiebe“ oder „Dreikanter“ ausgebildet sind. Diese Umstände deuten, besonders im Verein mit der völligen Schichtungslosigkeit und Feinkörnigkeit der diluvialen Deckschicht, auf eine wesentlich äolische Entstehung der letzteren hin.

a) Der Löß.

In seiner typischen Ausbildung ist der Löß ein staubfeiner, völlig ungeschichteter, feinporöser, hellgelber Lehm mit wechselndem, oft auf einzelne Zonen beschränkten Kalkgehalt. Echter, also kalkhaltiger Löß ist innerhalb des untersuchten Gebietes nur in der Umgebung von Görlitz verbreitet und bedeckt z. B. bei Eberbach und Girbigsdorf größere Flächen. Am besten aufgeschlossen ist er jedoch zwischen Görlitz und der Landeskrone durch die Brosesche Ziegelei am Judenkirchhof[1]), wo er den ganz unregelmäßigen, kuppenförmigen Granituntergrund verhüllt und ausebnet und hierbei eine Mächtigkeit von mehr als 5 m erlangt. Hier sind auch Lößkonkretionen und vor allem Lößschnecken, besonders *Helix arbustorum* L. und *Succinea oblonga* Drap. nicht selten. In manchen Teilen der Lößwände erscheinen die weißen Schneckengehäuse reihenweise, wie Perlen an einer Schnur, angeordnet.

Der das basale Niveau des echten Lösses anderer Diluvialgegenden aufbauende dünnschichtige, eine etwas weniger feine Struktur aufweisende Lößsand war z. Z. in keiner der Görlitzer Lößgruben aufgeschlossen, so daß uns diese seine sonst gesetzmäßige Stellung zum Löß nicht durch eigene Beobachtung bekannt werden konnte.

b) Der Lößlehm.

Während echter Löß nur in der Görlitzer Umgebung in typischer Entwicklung auftritt, erlangt der Lößlehm eine viel allgemeinere Verbreitung und überzieht sowohl bei Görlitz wie auch bei Rengersdorf, bei Jänkendorf, südlich von Diehsa und endlich in der Weißenberger Gegend große Flächen, allerdings meist nur als ein dünner Schleier, der den Untergrund deutlich

[1]) Siehe auch: Giebelhausen, Diese Zeitschr. XXII, 1870, S. 760.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

61. Band.

II. Heft.

April, Mai, Juni 1909.

Berlin 1909.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 129—272.

(Hierzu Taf. III und IV).

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr Rauff	Schriftführer:	Herr Krusch
Stellvertretende Vorsitzende:	„ Scheibe		„ Krause
	„ Beyschlag		„ Blanckenhorn
Schatzmeister:	„ Zimmermann		„ Belowsky
Archivar:	„ Eberdt		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: Credner-Leipzig, Deecke-Freiburg, Pompeckj-Göttingen, C. Schmidt-Basel, Uhlig-Wien, Wichmann-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Landesgeologen Dr. Krause tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage an Herrn Landesgeologen Professor Dr. Krusch einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden: diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Abteilungsdirigenten Prof. Dr. Krusch,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
3. Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Landesgeologen Dr. Krause,**
   sämtlich zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des II. Heftes.

Aufsätze.

Seite

2. PIETZSCH, KURT: Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. (Fortsetzung.) 129

3. PAPAVASILIOU, S. A.: Über die vermeintlichen Urgneise der Kykladen. (Hierzu Tafel III und 11 Textfiguren.) 132

4. RENZ, C.: Der Nachweis von Lias in der Argolis. (Hierzu Tafel IV und 2 Textfiguren.) 202

5. KRUSCH, P.: Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. (Hierzu Tafel V und VI.) 230

(Fortsetzung im nächsten Heft.)



hindurchschimmern läßt. Dieser Lößlehm ist es, der auf weite Strecken, namentlich im Gebiete des Culmkonglomerats und der diluvialen Schotter, die Anbaufähigkeit und Fruchtbarkeit des Bodens bedingt, da er ein großes Absorptionsvermögen und stark wasserhaltende Kraft besitzt. Er ist ein bräunlichgelber, bei größerer Mächtigkeit vollkommen steinfreier, schichtungsloser Lehm, der wenigstens zum Teil aus dem normalen Löß durch dessen Entkalkung und durch Vertonen der Feldspatkörnchen hervorgegangen sein dürfte, während er zu einem anderen Teile auch eine primär mit den charakteristischen Eigenschaften des Lösses ausgestattete Ablagerung darstellen mag. Da er infolge seines größeren Tongehaltes und des völligen Fehlens von kohlensaurem Kalk größere Bindigkeit besitzt als der echte Löß, eignet er sich besser als dieser zur Ziegelfabrikation.

c) Der Decksand.

Der nur in dem nördlichen Teile des Görlitzer Gebietes, so vor allem in der Gegend von Niesky und nördlich der Hohen Dubrau, verbreitete Decksand ist ein fast bis vollkommen lehmfreier, ungeschichteter, feiner Sand, der von einer gewissen Mächtigkeit an stets frei ist von allen über haselnußgroßen Geröllen, an dessen Basis aber eine Steinsohle fast niemals fehlt. Wie überhaupt die Deckschicht, so liegt auch der Decksand diskordant auf allen älteren Ablagerungen und greift oft sack- oder kesselartig in diese ein (Große Kiesgrube im umgelagerten Culmkonglomerat am Nordabhang des Gemeindeberges). Lokal ist er durch oberflächliche Denudation oder Deflation auf seine Steinsohle reduziert, die sich dann als oberflächliche Steinbestreuung kundgibt (z. B. auf dem Gebiet des „Bohnenstein“-Kieses südwestlich von See). Die ihr angehörigen, zahlreichen, bis über kopfgroßen Geschiebe von Quarzit, Kieselschiefer und nordischen Gesteinen weisen dann sämtlich die für die Steinsohle charakteristischen Skulpturen ihrer Oberfläche auf.

Wegen ihrer Durchlässigkeit stellen die Decksande, namentlich dort, wo sie von diluvialen Schottern unterlagert werden, äußerst trockene Böden dar, welche zum Ackerbau durchaus ungeeignet sind und daher vorwiegend von Kiefernwäldern bedeckt werden (nördl. der Dubrau).

5. Das Taldiluvium.

Das Taldiluvium repräsentiert die Ablagerungen eines spätdiluvialen Stromsystems, welches sich zusammensetzte aus einer Anzahl nordwärts gerichteter Flußläufe, denen heute die Neiße, der Schwarze und der Weiße Schöps entsprechen, sowie aus einem von Ost nach West verlaufenden, von der Neiße bei Rothenburg an nach Westen zu längs der ganzen Nordgrenze des Königreichs Sachsen bis an die Elbe zu verfolgenden, breiten diluvialen Haupttale, dem Oder-Elbe-Quertal.

Die Absätze dieser jungdiluvialen Ströme zeichnen sich durch vollkommene Ebenheit der von ihnen eingenommenen Areale aus und werden als Talsand und Tallehm bezeichnet, deren Terrassenränder sich in etwa 1—4 m Höhe über der rezenten Aue in mehr oder weniger scharfer Ausprägung dahinziehen.

Der Talsand, ein mittelkörniger, völlig horizontal geschichteter Sand, welcher nur an den ehemaligen Flußufern, bei Angrenzung an das ältere Diluvium, größere Gerölle aufnimmt und dadurch schotterartig wird (Talgrand), erlangt seine Hauptentwicklung im Gebiete des alten Urstromtales, reicht jedoch auch in dessen Nebentäler hinein, wo er allerdings stark lehmig wird. In seiner rein sandigen Ausbildungsweise stellt er ein ärmliches, steriles Land dar, auf dem nur der Buchweizen gedeiht, und das vor allem durch Kiefernwälder bedeckt wird. Der hohe Grundwasserstand des alten Urstromtales veranlaßt das Auftreten vieler stagnierender Gewässer und begünstigt die Anlage von Teichen, die hauptsächlich zur Karpfenzucht dienen.

Der gelblichbraune, geröllfreie Tallehm in den Erweiterungen der alten von Süd nach Nord gerichteten Talniederungen sowie der die untere Terrasse des Neißetales aufbauende lehmige Talsand haben ihren Lehmgehalt wesentlich der Zusammenschwemmung von Löß- und Lößlehmmaterial zu verdanken und bieten infolgedessen einen fruchtbaren Boden dar. Auf den vorzugsweise dem Gemüsebau dienenden Flächen der unteren Terrassen des Neißetales haben sich deshalb die meisten Neißedörfer unterhalb Görlitz (Sercha, Lissa, Zodel u. a.) angesiedelt. Sie werden hier einerseits durch den 10—15 m hohen Steilabsturz der oberen Terrasse gegen den heftigen Anprall der Stürme geschützt, andererseits sind sie dem Hochwassergebiet entrückt, da die Oberfläche der unteren Terrasse durchschnittlich 5 m über dem heutigen Neißespiegel liegt.

X. Das Alluvium.

Als Bildungen der postglazialen Zeit kommen hauptsächlich die Alluvionen der Flüsse, die Moore und Torfe, die Raseneisenerze sowie die Flugsandanhäufungen in Betracht.

Die Alluvionen der Neiße und der anderen größeren Flüsse sind meist lehmiger, nur selten sandig-kiesiger Natur und begleiten den Flußlauf beiderseits in Gestalt von mehr oder minder breiten, noch im Überschwemmungsbereich liegenden, etwa 1—4 m unter der Talsandterrassenfläche sich ausdehnenden Auen, welche meist mit üppigen Wiesen bedeckt sind. Bei den kleineren Bächen zeigt sich die Zusammensetzung der Alluvionen gewöhnlich durchaus abhängig von der geologischen Beschaffenheit des beiderseits angrenzenden Gebietes.

Durch den hohen Grundwasserstand namentlich der Talsandareale sowie auch durch die Undurchlässigkeit des lokal das Liegende der Alluvionen bildenden Miocäntones und Geschiebelehmes werden oberflächliche Humusanreicherungen, z. T. aber auch Moor- und Torfbildungen veranlaßt. Ausgedehnte Torflager treten in der Gegend von Bihain und Kaltwasser im Osten von Niesky auf, werden jedoch nicht mehr abgebaut.

Gleichfalls durch stagnierende, aber Eisensalze haltende Gewässer wird die Bildung von Raseneisenerz verursacht, wie dies z. B. im Rengersdorfer Gebiet an mehreren Punkten der Fall ist. In der Quitzdorfer Aue ist lokal auch Vivianit zur Abscheidung gelangt.

Flugsandbildungen besitzen im Gebiete des Talsandes dort eine große Bedeutung, wo dessen feinere Sandkörnchen vom Winde oberflächlich ausgeblasen und an anderen Stellen wieder zusammengeweht wurden. So entstanden jene im allgemeinen einen ost-westlichen Verlauf innehaltenden, oft langgestreckten und bisweilen mehrere Meter hohen Dünen, von denen die meisten jetzt mit einer Humusdecke überzogen und mit Wald bestanden sind. Wo dies aber nicht der Fall ist, sind die Dünen noch jetzt in langsamer Wanderung begriffen und weisen oft auf ihrer frischen Oberfläche scharf ausgeprägte Rippelmarken auf. Derartige Flugsandanhäufungen sind bei Horscha, Moholz und Mücka in großer Zahl anzutreffen.

Allgemeine Ergebnisse.

Die wesentlichen Ergebnisse der geologischen Bearbeitung der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky lassen sich in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Der größte Teil dieser Landstriche gehört der „Grauwackenformation“ an.

2. Diese Grauwackenformation ist nicht, wie bisher angenommen, durchweg silurischen Alters; vielmehr beteiligt sich in hervorragendem Maße auch der Culm an ihrer Zusammensetzung, während sich devonische Ablagerungen mit Sicherheit nicht nachweisen ließen.

3. Das Silur ist sowohl durch untersilurische wie durch obersilurische Komplexe vertreten.

4. Dem Untersilur gehören vor allem die *Lingula Rouaulti* Salt. führenden Quarzite der Dubrau sowie die quarzitischen Schiefer und Tonschiefer der Gegend zwischen Niesky und Rengersdorf an.

5. Das Obersilur baut sich von unten nach oben auf aus: a) quarzitischen Schiefern und Hornsteinschichten, b) dem unteren Graptolithenhorizont, lokal mit Phosphoritkonkretionen, c) Kalksteinen und Tonschiefern, d) Diabasen und e) dem oberen Graptolithenhorizont, dieser ebenfalls mit Phosphoritknollen. Es schließt sich somit in seiner Ausbildung in bemerkenswerter Weise an diejenige des vogtländisch-ostthüringischen Obersilurs an. Von Fossilien kommen im Lausitzer Obersilur außer Graptolithen nur noch Radiolarien, Conodonten und selten Orthoceren vor.

6. Als Culm sind die echten Grauwacken und die mit ihnen wechsellagernden Grauwackenschiefer und Tonschiefer anzusprechen, welche eine mächtige Zone im Hangenden eines nur aus Konglomeraten zusammengesetzten Basalhorizontes bilden. Im Tiefsten der auf die Konglomerate folgenden Grauwackenzone stellt sich ganz lokal dunkler Culmkalk mit Foraminiferen und Crinoidenstielgliedern ein.

7. Nach Ablagerung des Culms erfolgte eine Auffaltung der gesamten vorhandenen altpaläozoischen Ablagerungen zu einem SO—NW streichenden Hauptsattel, dessen südlicher Flügel das untersuchte Oberlausitzer Gebiet aufbaut.

8. Nach dieser Auffaltung drang südlich dieses Hauptsattels der Lausitzer Granit empor, ohne aber seinerseits die Grauwackenschichten emporzuwölben. Aus diesem Grunde grenzen gerade die jüngsten culmischen Schichten (die Grauwacken) direkt an den Granit und sind von ihm metamorpho-

siert worden, während die älteren culmischen Gesteine (die Konglomerate) und meist auch das Silur erst in weiterer Entfernung nördlich von ihnen folgen.

9. In genetischer Verbindung mit postculmischen tektonischen Vorgängen steht die Aufreißung von Spalten, welche Gelegenheit zur Bildung von Quarzgängen und von mehreren gangförmigen Erzvorkommnissen, aber auch von mehrfachen Verwerfungen gegeben haben (z. B. am Ludwigsdorfer Kupferschachte).

10. Die Grauwackenformation wird, jedenfalls in der Rotliegendzeit, von mesovulkanischen Eruptivgesteinen durchsetzt. Schichtgesteine dieser Formation sind in dem eigentlichen Untersuchungsgebiet anstehend nicht bekannt geworden. Dagegen bilden nordöstlich desselben Rotliegendes, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk und Kreide die Ausfüllung der nordwestlichen Fortsetzung der Löwenberger Sedimentmulde.

11. Das paläozoische Grundgebirge trägt größtenteils eine Hülle von Schwemmland, welches sich aus der miocänen Braunkohlenformation und dem Diluvium zusammensetzt; ersterer gesellen sich Durchbrüche von Basalt zu.

12. Die Braunkohlenformation des Arbeitsgebietes gehört dem Miocän an und führt nur lokal etwas mächtigere Braunkohlenflöze, die aber wegen der Unreinheit ihrer Kohle kein Objekt für lohnenden Abbau darstellen. Pliocäne (präglaziale) Schotter erstrecken sich von Westen her nur bis an die Westflanke des Dubraugebirges, also bis an die Westgrenze des Untersuchungsareales.

13. Die wenigen Basalte des Grauwackengebietes sind Feldspatbasalte und ein Feldspatglasbasalt und sind, wenigstens z. T., jünger als die miocäne Braunkohlenformation.

14. Das Diluvium schließt sich in seiner Ausbildungsweise vollständig dem der anstoßenden sächsischen Lausitz an und besteht aus normalem Geschiebelehm in enger Verknüpfung mit z. T. moränenartig struierten Diluvialkiesen. sowie aus alten Neißeschottern, welche sämtlich vom Löß, Lößlehm und in den nördlichen Bezirken vom Decksand überlagert werden, endlich aus dem Talsand und -lehm des Oder-Elbe-Urstromtales und seiner von Süden einmündenden Nebentäler.

Manuskript eingegangen am 1. Oktober 1908.]

3. Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen.

Von Herrn S. A. Papavasiliou in Náxos.

Hierzu Tafel III und 11 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Vorliegende Arbeit hat ihren Ursprung in zahlreichen Exkursionen auf Náxos, dessen Bau und Smirgellagerstätten ich bereits in einer vorläufigen Mitteilung behandelte (*Ἀρχιμήδης* VI, 1905—1906, S. 33—37 und 77—81; Referate im Geol. Zentralblatt VII, Nr. 1058 und VIII, Nr. 255). Infolge von neuen Exkursionen auf der Insel nach jener Veröffentlichung sind nun einige Ergänzungen und Berichtigungen darin nötig, die hier berücksichtigt wurden. Mikroskopische Analysen habe ich nur zur näheren Charakterisierung von einzelnen Gesteinstypen verwendet; ich ließ sie durch die Firma Dr. F. Krantz in Bonn a. Rh. von eingesandten Stücken ausführen (51 mikroskopierte Proben aus dem Grundgebirge und 20 aus den Sedimenten und jüngeren eruptiven Gebilden). Da die Bestimmung eines Gesteins aus einer Probe nicht immer die wahre Natur desselben trifft, die sich erst vielmehr bei gleichzeitiger Berücksichtigung seiner geologischen Verhältnisse genauer erschließen läßt, so haben sich einige Differenzen zwischen der durch die Untersuchung der eingesandten Proben veranlaßten Benennung und meiner Bestimmung im Felde ergeben. Ich habe deshalb meist auch die ersteren Namen in Klammern beigefügt. Meine Arbeit gründet sich hauptsächlich auf makroskopische Beobachtung; ein tieferes Studium des Gegenstandes unter Berücksichtigung systematischer mikroskopischer Untersuchungen der sehr interessanten krystallinen Gesteinsserien überlasse ich künftigen Forschern der Insel.

Betreffs der geologischen Karte ist hervorzuheben, daß der Einzelverlauf und die Breite der Stufen sowie deren Mächtigkeit in den Profilen nur approximativ sein können, da es an einer genauen Niveau-Karte der Insel fehlt. Die britische Seekarte,

meine topographische Grundlage, ist zwar eine gute Übersichtskarte, aber im Detail weist sie bisweilen grobe Fehler auf. So liegt z. B. das Dorf Keramotì SSO vom Kóronos-Gipfel und nicht südlich zu SSW, davon, wie die Karte angibt, woraus folgt, daß entweder das Dorf oder der Gipfel falsch eingetragen wurde. Bei der Nachbarschaft einer anderen, fast gleich hohen Spitze (Vriókastro, Profil I) habe ich das letztere akzeptiert und dementsprechend auch eine Korrektur auf meiner Karte und im Profil I vorgenommen.

Da meine Exkursionen sich besonders auf den westlichen und östlichen, weniger auf den abgelegenen nördlichen und südlichen Teil der Insel konzentrieren, so hat auch meine Karte in ihren verschiedenen Teilen sehr verschiedenen Wert der Genauigkeit. — Oft habe ich auch schematisch kartiert.

Von den Höhenangaben der Karte sind die Zahlen 990, 1003, und 341 der britischen Seekarte entnommen, die Zahlen 567, 542, 662, 601 und 595 sind nach den Angaben von Philippson (Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt), die übrigen nach meinen eigenen Bestimmungen mittels des kompensierten Aneroidbarometers mit direkter Ablesung (System Naudet). Diese letzteren dürften nur approximativ sein. Zur Höhenbestimmung bei der Aufstellung der Profile bediente ich mich teils des Aneroidbarometers, teils des Richthofenschen Horizontglases, teils endlich der Schätzung mit dem Auge. — Die großen Querprofile der Insel sind der größeren Anschaulichkeit wegen nicht ganz geradlinig gelegt, sondern, ohne Schaden der richtigen tektonischen Darstellung, stellenweise mit leichten Abweichungen oder etwas veränderter Richtung, damit sie stets über die Berggipfel und -kämme verlaufen.

Schließlich erwähne ich, daß die Karte die Ortschaften und Ortsnamen richtiger und vollständiger angibt als die Unterlage.

Das krystalline Grundgebirge der Kykladen ist nur in seinen allgemeinen Zügen bekannt; ein detailliertes Studium der verschiedenen Inseln, die es zusammensetzt, fehlt größtenteils noch und deshalb blieben die kontaktmetamorphen und andere in Zusammenhang damit stehende Erscheinungen des Gebirges den Forschern, die es nur flüchtig besuchten, unbekannt. Dies gilt ganz besonders von Náxos, dem Hauptrepräsentanten des Gebirges, wo diese Phänomene am vollständigsten ausgeprägt sind. Deshalb enthüllte uns eine eingehendere Untersuchung ein anderes Bild von dem Bau und

dem Metamorphismus dieser hochwichtigen krystallinen Insel als ihre bisherige ungenügende Erforschung.

Infolge von irrtümlicher Deutung der tektonischen Verhältnisse bzw. der genetischen Natur der Kykladen-„Gneise" wurden die letzteren als die untersten Glieder des kykladischen Grundgebirges betrachtet, somit als Urgneis erklärt und das Gebirge überhaupt für azoisch angesehen und seine Krystallinität dem Regionalmetamorphismus zugeschrieben. So dehnte Lepsius[1]), den eine eingehende Forschung Attikas dahin geführt hatte, die krystallinen Schiefer und Kalke dieses Landes als dynamometamorph zu betrachten, seine Theorie auch auf die Kykladen aus und nahm an, daß die Gneise dieser Inseln, die in Attika fehlen, und die er als das Fundament des Gebirges ansah, eine ältere Stufe als Attika darstellten, die aus Definition zur azoischen Periode gehörte. Somit wurde auch das kykladische Gebirge überhaupt zum Azoicum gestellt, wenn auch dem attischen, das ebenfalls als azoisch galt[2]), möglicherweise ein jüngeres, paläozoisches oder gar triasisches Alter nicht abgesprochen wurde[3]). Es wurde für eine Stufe gehalten, auf welche die Metamorphose länger eingewirkt hätte als in Attika, so daß es schließlich zur Bilduug von Gneisen (Paragneisen) und grobkörnigen, vollkrystallinen Marmoren bei ihr kam, während die Bildungen dort noch im Stadium des Glimmerschiefers und des feinkörnigen, weniger krystallinen Marmors verharren sollten. Nach Gobantz[4]) unterscheidet man auf das bestimmteste eine Urgneis- und eine Urschieferformation auf Náxos, und selbst **Philippson**, der die eruptive Natur eines Teils der Kykladengneise (seines „Gneisgranites", meines Flasergranites) gefühlt hat[5]), hält die übrigen für das Fundament des Gebirges, und zwar für archäisch[6]).

---

[1]) Geologie von Attika 1893, S. 144—145 und 178—179. — Griechische Marmorstudien 1890, S. 52—53.

[2]) Geologie von Attika, S. 22 und 81.

[3]) Geologie von Attika, S. 73.

[4]) Die Smirgel-Lagerstätten auf Náxos. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw , Jahrg. **42**, 1894, S. 143—147.

[5]) Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. **Peterm.** Mitt., Erg.-Heft Nr. 134, 1901, S. 72, **143** u. a.

[6]) Über den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland. Congrès géol. intern. Compte-rendu de la IV. session, Vienne 1903. S. 376. — Die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres. Sonderabdr. aus d. Verh. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin 1897, Nr. 4 und 5, S. 7—8. — La téctonique de l'Égéide. Annales de Géographie, VIIe année, 1898, S. 116 und 119—120.

Es ist übrigens zu bemerken, daß man den „Gneisen" eine größere Verbreitung zuschreibt als sie in Wirklichkeit besitzen. So hält Lepsius (Griechische Marmorstudien, S. 42—52, und Geologie von Attika, S. 78

Daß diese Auffassung der Tektonik und somit der genetischen Natur und des Alters der Kykladengneise eine irrige ist, habe ich zunächst in meiner am Anfang zitierten Arbeit über Náxos für diese Insel hervorgehoben, worin ich auch Bedenken gegen die Regionalmetamorphose aussprach, der man die Krystallinität ihres Grundgebirges zuschreibt; und es gilt nun hier, zunächst meine Behauptung ausführlich zu begründen bzw. nachzuweisen, daß die vermeintlichen Urgneise von Náxos (und anderer Kykladen) in der Tat keine normalen Glieder der krystallinen Schichtserie in deren Basis darstellen, sondern daß sie schiefrige Granite sind, ausgestattet mit allen Charakteren einer eruptiven Natur, Granite, die jene Serie durchbrechen, also ein jüngeres Alter als sie besitzen, und daß die verhältnismäßig weniger verbreiteten, nichteruptiven Gneise jener Insel durchweg als injizierte Schiefer erscheinen, die sich fast ausschließlich auf die innerste Kontaktzone mit dem Schiefergranit oder auf die schiefrigen Einlagen in demselben beschränken. Sodann wird es angezeigt sein, die Metamorphose des kykladischen Grundgebirges abzuleiten zu suchen aus jenen weitverbreiteten und mächtigen Graniteruptionen, deren kontaktmetamorphe Wirkungen durch dynamische Prozesse wesentlich befördert worden wären. —

Náxos ist ganz vorwiegend aus einer mehrfachen Wechsellagerung von krystallinen Schiefern und Kalken aufgebaut, aus deren Basis zwei große Massen schiefrigen Granits hervorbrachen. Dieses Grundgebirge ist einheitlich gefaltet, und auf seiner denudierten und zum Teil eingebrochenen Oberfläche lagern am Saum der Insel Sedimente von unbedeutender Rolle als Baustoff, aber von um so größerer Wichtigkeit in bezug auf das Alter und den Metamorphismus des Grundgebirges.

---

und 79) alle krystallinen Schiefer von Náxos und Páros für Gneis mit der Möglichkeit des Auftretens der Glimmerschieferformation in den höheren Teilen der Gebirgszüge dieser Inseln, während der meiste Schiefer von Náxos, wenn man nämlich von den verhältnismäßig weniger verbreiteten injizierten Schiefern absieht, tatsächlich aus Glimmerschiefer nebst Hornblendeschiefer, zum Teil auch aus Phyllit besteht. Auch Philippson überschätzt die Verbreitung des „Gneises" auf Náxos auf Kosten des Glimmerschiefers (Beiträge, S. 73, Zone β, die aber hauptsächlich von Glimmerschiefer gebildet ist; auch S. 142; dann ist auf seiner geol. Karte von Naxos aller Schiefer als Gneis angegeben).

Auch ist hervorzuheben, daß feinkörnige Marmore, die nach Lepsius ausschließlich in Attika herrschen, und an Stelle deren er auf Náxos und Páros nur grobkörnige treten ließ („Inselmarmor", Griechische Marmorstudien, S. 42—43) und diesen Umstand als eine Folge des höheren Alters des kykladischen Gebirges ansah, sind sowohl auf Náxos wie auf manchen anderen Kykladen eine weit verbreitete Erscheinung.

Sie werden lokal von basischen Eruptivgesteinen durchbrochen. Untersuchen wir zunächst die Sedimente und diese jüngeren Eruptivbildungen. Erstere sind auf Beckenfüllung oder auf vereinzelte Küstenteile beschränkt, die jüngsten davon aber breiten sich auf fast allen Küstenebenen der Insel aus, wenn auch mit verminderter Mächtigkeit (s. Karte). Sie gehören einigen, petrographisch und tektonisch meist gut sich unterscheidenden Stufen an, deren Alter wegen Nichtauffindens von Fossilien nicht näher bestimmt worden ist, und die meist durch Diskordanzen voneinander getrennt sind. Die tiefste Stufe besteht aus festen, grauen bis schwärzlichen und zum Teil grauwackenartigen und von Kalkspatadern durchzogenen Kalksandsteinen nebst untergeordneten, meist feinkörnigen Konglomeraten, die sehr feinkörnig bis dicht und oft glimmerig sind, und lokal (Kap Stylída) dünne Einlagen von schwärzlichem Tonschiefer führen. Ferner aus tonigen Sandsteinen und kalkigen, auch sandigen Mergeln (letztere führen lokal kleine, eisenschüssige Konkretionen) und etwas Kalkstein, alles heller gefärbte Gesteine, die nach oben vorherrschen. Hier findet man auch flacher gelagerte lockere Sandsteine und feinkörnige Konglomerate. In den Becken von Paratréchos, Hágios Thaláläos und Engarés trifft man bei den Sedimenten fleckenartig große Partien, die eine braunrote Färbung besitzen. Dann sind die Sedimente hier oft braun und hellgrünlich gebändert und gefleckt. Es sind dies Oxydationsfarben, die jedenfalls aus der bald zu besprechenden Diabaseruption herrühren, welche auch die Sedimente durchbrach. Das Alter der Stufe ist unbekannt, da keine Fossilien darin aufgefunden wurden. Ein Vergleich ihrer Gesteine mit den Sedimenten des benachbarten Amorgòs, die man als devonisch vermutet und von welchen mir Prof. Skufos aus Athen Handstücke bereitwilligst sandte (vorzugsweise harte Tonschiefer), ergab keine Ähnlichkeit beider Gesteinsserien. Ein Handstück von einem Sandstein aus Paratréchos („grauer Sandstein") bestand aus kleinen abgerundeten Körnchen von Quarz und verschiedenen schiefrigen Gesteinen mit tonigem Bindemittel, und zeigte u. d. M. rundliche und eckige Stücke von Quarz, Quarzit, Kieselschiefer, Grauwacke, Tonschiefer, Opal und einzelne grünliche Körner von Chlorit, verkittet durch tonigen Kalkspat. Ein graues, deutlich körniges Sandsteinstück aus Stylida (wohl „Grauwacke"), an dem man Quarzkörner, Kalkspat und vereinzelte Glimmerlamellen mit der Lupe erkennt, zeigte unter dem Mikroskop Quarz als Hauptgemengteil und reichlichen Kalkspat teils in trüber, äußerst feinkörniger Masse, teils in größeren Körnern, dazu Körner von

Kieselschiefer und von Tonschiefer und vereinzelt auch trübe Körner von Feldspat, endlich feine Lamellen von farblosem Glimmer. Ein anderes, dunkleres und mehr dichtes Handstück aus Thaláläos („Grauwacke“), das makroskopisch etwas hellen Glimmer (Muskovit), Körnchen von grauem Quarz, Gesteinsfragmente und vereinzelt Magnetit erkennen ließ, zeigte u. d. M. eckige Fragmente, von Quarz und Quarzit, seltener von Plagioklas und zahlreiche schiefrige Gesteinsfragmente, eingebettet in einer kalkspatreichen, grauen Grundmasse, die Leisten von farblosem Glimmer und Körner von Magnetit enthielt. Die Sedimentstufe hat eine sichtbare Mächtigkeit von mehreren zehn Metern und erreicht ihr höchstes Seeniveau mit ca. 200 m (Profil II). Sie tritt in der Bruchzone Engarés—Thaláläos—Paratréchos, die ich kurz die Bruchzone von Engarés nennen werde, sodann an der Küste nördlich bei der Stadt, endlich am Kap von Stylída auf. Am letztgenannten Ort wird die Stufe unterteuft von einer grünlichen kieshaltigen Quarzbreccie, fällt allgemein und zwar steil nach SSO und ist bisweilen in der Achsenrichtung ONO—WSW gefältelt (freilich in abgesunkener Scholle) und auch in kleinen Schollen verschoben. Am Becken von Thaláläos und Paratréchos ist sie mäßig bis steil aufgerichtet, und zwar mit allgemein nordnordöstlicher Streichrichtung (Profil II auf S. 147).

Über diese Stufe spricht Lepsius[1]) von „tertiären Konglomeraten (mein sehr grobes Konglomerat der oberen Stufe), die mit grauen Sandsteinen und Tonmergeln wechsellagern“ aus der Umgebung von Engarés und Phaneroméni, und es scheint ihm, als ob diese Schichten mit den miocänen Süßwasserablagerungen von Attika zu vergleichen wären. Freilich in jener Gegend treten die dunklen und festen Sandsteine zurück und hellere und dabei lockere Sandsteine und Mergel herrschen in Wechsellagerung vor, sind ungefaltet und zeigen keine konstante Streichrichtung. Philippson[2]) dagegen berichtet von „grauen flyschartigen Sandsteinen und Konglomeraten“ (letztere aus „Grünsteinen und einem dichten, rötlich verwitternden Eruptivgestein“ bestehend) aus den Becken von Hágios Thaláläos oder Paratréchos, welche er mit den Schichten von Theológou auf Anáphi parallelisiert; diese ähneln Bildungen im westlichen Griechenland auffällig, die zwischen Kreide und Eocän stehen sollen. Das Konglomerat Philippsons ist jedenfalls an der Oberfläche abgewitterter und gelockerter Diabas (Diabasstock).

---

[1]) Geologie von Attika, S. 79.
[2]) Beiträge, S. 73 und 111, und Téctonique de l'Egéide, S. 119.

Auf dieser Stufe lagert in Stylída diskordant ein sehr bunter Komplex von Konglomeraten, Sandsteinen, Arkosen und Hornsteinen von unbekanntem Alter. Seine Mächtigkeit beträgt über 150 m. Zu unterst kommen die Konglomerate, Arkosen und Sandsteine; es folgt eine Wechsellagerung derselben mit Hornsteinen, die oben in einer mächtigen Lage vorherrschen. Die untere Zone, deren Dicke einige 10 Meter mißt, begreift sehr verschiedenartig zusammengesetzte Gebilde. Bald sind es gewöhnliche Konglomerate, Sandsteine, auch Tone; erstere Gerölle von Flasergranit (wohl auch von Schiefergranit), Quarz, Hornstein sowie von den älteren sedimentären Gesteinen (wodurch die Diskordanz der beiden Stufen bewiesen wird) führend und kleine Braunkohlenfetzchen enthaltend. Bald sind es mehr Quarzkonglomerate und Sandsteine von breccienartigem Charakter, die vielfach kleine Feldspatkörner führen und dadurch oft in Arkosen übergehen. Stellenweise verdichten sie sich dagegen zu quarzitischen Massen. Diese Gesteine greifen regellos ineinander über. Sie bestehen lediglich aus Fragmenten von Quarz, Chalcedon und aus Körnern von Feldspat mit glänzenden Spaltflächen, die alle in einer opalartigen Grundmasse eingebettet liegen. U. d. M. sieht man rundliche und eckige Stücke von Quarz und Quarzit sowie von feinkörnigem Kieselschiefer und vereinzelte Körner von Feldspat, in einer meist aus Opal bestehenden Grundmasse liegend, die auch selbst immer einige Fragmente von Quarz eingeschlossen enthält; Hohlräume sind mit einer Chalcedonrinde umsäumt. Diese verschiedenen Gesteine, besonders die feldspatführenden, sind mehr oder weniger zersetzt und gebleicht und oft zu weißlichen oder graulichen tonigen Massen umgewandelt. Diese Umwandlung ist auf Exhalationen zurückzuführen, die vielfach Schwefel-Imprägnationen veranlaßten und auch den Absatz von Schwefel in kleinen Gängen unter gleichzeitiger Neubildung von spatigem Gips. Die reinen Quarzsandsteine aber stehen ganz frisch an. Die Hornsteine, in welchen man u. d. M., wie z. B. in den Bänken („Kieselschiefer") der Wechsellagerung, organische Reste, Radiolarien und Spongien (?), bemerkt, bilden nach oben eine größere, einige 10 Meter mächtige, ziemlich ungeschichtete Einlagerung. Sie sind meist grau, auch weiß, bläulich und gelblich oder rötlich, brechen splittrig, zuweilen auch ausgezeichnet muschlig. Die ganze Schichtfolge, die am Gipfel von Stylída mit 150 m ihr höchstes Seeniveau findet, hat hier nur schwaches Einfallen, ist aber gegen das Kap hin durch eine Verwerfung gestört, längs welcher der abgesunkene Nordflügel, an dessen Basis die untere Stufe ausstreicht, gegen den stehengebliebenen

stark geneigt wurde. Auch nördlich der Stadt ruht flach auf der letzteren vielfach zersetztes und mit Schwefel durchtränktes Kalkkonglomerat von geringer Mächtigkeit, in dessen oft braunroter, wesentlich aus durch Kalkspat verkitteten Quarzkörnern bestehender Grundmasse zahlreiche, bis über kopfgrosse Gerölle und Fragmente namentlich von Flasergranit, dann auch von Schiefer usw. sowie von den liegenden Sedimenten eingestreut sind. Es wird von einer gering mächtigen Lage von größeren, lose angehäuften und braun angewitterten, plattigen Glimmerschieferfragmenten unterteuft und wird von einer verhältnismäßig dünnen Decke des sehr groben Konglomerats der oberen Stufe überlagert (Profil II auf S. 147). Wir treffen dieselben Bildungen endlich auf dem der Stadt nördlich vorgelagerten kleinen und flachen Inselchen Palátia, dessen untere Gesteinspartien zusammensetzend. Nach oben hin geht es in eine Wechsellagerung der eisenschüssigen Sandtone mit sehr grobem Konglomerat der oberen Stufe in gering mächtigen Lagen über. Wegen dieser Wechsellagerung rechne ich diesen Komplex bei der Stadt und Pálatia zur Stufe des sehr groben Konglomerates, die ich als obere ansehe. Dagegen bezeichne ich auf der Karte vorläufig als mittlere Stufe den oberen Komplex von Stylída, wenn auch eine Äquivalenz mit dem Konglomerat der oberen Stufe nicht ausgeschlossen ist. Der ganze Schichtkomplex fällt flach bis mäßig steil WNW bis WSW.

Während die untere Sedimentstufe in Stylída vorwiegend von Quarzgesteinen, bei der Stadt von konglomeratisch-sandigen Bildungen bedeckt ist, wird sie in der Umgebung von Engarés von sehr grobem Konglomerat überlagert. Sie ist ferner hier, wie in der ganzen Bruchzone von Engarés, von Diabasstöcken durchbrochen, die auch am Rande der Zone, im Grundgebirge einsetzen, und über welche sich, sowie über die untere Stufe, das Konglomerat in der Umrandung von Engarés ausbreitet. Untersuchen wir zunächst den Diabas. Er erstreckt sich, wie gesagt, auf der ganzen NNO—SSW streichenden Bruchzone von Engarés bis weiter südlich davon in Form von größeren und kleineren Stöcken innerhalb und am Rande der Zone. Oft sind die Stöcke mit angeschwemmten Diabas- und sonstigen Fragmenten und Geröllen — Diabastuff — bedeckt oder an der Oberfläche abgewittert und gelockert; in letzterem Fall bekommen sie auch das Ansehen von Tuffen (Hágios Thaláläos). Der größte, rundliche Stock breitet sich innerhalb des Engarés-Beckens aus, wo er meist mit Alluvionen bedeckt ist, und zieht bergan am Ostrande des Beckens. Er mißt etwa 1 km im Durchmesser. Er schließt Fragmente, ja kleine Bänke von

Sandstein und Kalkstein aus der durchbrochenen Sedimentstufe ein, in welchen er oft in kleineren und größeren Stücken verteilt auftritt. Die Diabasstöcke haben in der Regel eine stark brecciöse Struktur, was namentlich eine Folge von Kontraktion und Spaltung bei der Abkühlung ist; sie bestehen aus größeren und kleineren, rundlichen und eckigen Blöcken und Stücken bis zur großen Kleinheit herab. Dadurch bekommen sie bei oberflächlicher Anwitterung das Aussehen von Tuffen. Dabei sind die verschiedenen Diabasfragmente durch Verwitterung in verschiedenen Tönen hellgrün und rot gefärbt. Roter Kiesel, auch gelber Feuerstein beteiligen sich bisweilen an der Zusammensetzung, Epidotneubildung tritt ein, rundliche Diabasstücke sind bisweilen von einer dünnen Serpentinhülle umgeben, Adern von Kalkspat sowie von äußerst dichtem Kalkstein durchsetzen das Gestein. Der frische Diabas bildet ein dunkelgrünes, dichtes Gestein, das auch als Leukophyr und als Mandelstein ausgebildet ist. Die kleinen rundlichen Mandeln des letzteren sind meist mit Kalkspat ausgefüllt.

Der durch Druck etwas geschieferte Diabas, an dem schwach glasglänzende Körner eines makroskopisch nicht näher bestimmbaren Minerals und schwarze, tafelförmige Individuen eines Eisenerzes (Titaneisen) mit der Lupe zu erkennen sind, fällt u. d. M. auf durch die eigentümliche Ausbildungsweise des Plagioklases, der stark umgewandelt ist. Statt daß der Plagioklas nämlich leistenförmig, wie gewöhnlich, auftritt, zeigt er lappige, zackig begrenzte Formen und dazu ondulöse Auslöschungen, wohl durch Gebirgsdruck hervorgerufene Umwandlungen. Als Umwandlungs- und Neubildungsprodukt tritt in großer Menge Epidot auf, der auch in makroskopischen Körnern vorkommt, und grüner Chlorit sowie aktinolithische Hornblende. Das Titaneisen zeigt eine weitgehende Umwandlung in Titanomorphit. Der Leukophyr, ein dichtes, grünlichgraues, an einigen Stellen durch Eisenoxydhydratbildung rötlich gefärbtes Gestein, an dem man mit der Lupe hie und da kleine Partien von Kalkspat sieht, und welcher, mit HCl befeuchtet, aufbraust, zeigt sich im Dünnschliff im wesentlichen zusammengesetzt aus farblosem, leistenförmigem Plagioklas und grünlichem, chloritischem Zersetzungsprodukt als Zwischenklemmungsmasse; dazu kommt Magnetit in kleinen Krystallen und sehr reichlicher, durchsichtiger Kalkspat, sekundär feine spießige Fasern von Aktinolith und Körner von Eisenhydroxyd. Die sehr poröse, feinkörnige Grundmasse des Mandelsteins, deren kleine runde Hohlräume zuerst mit einem rötlichen, kugelig struierten Überzug ausgekleidet und dann mit Kalkspat erfüllt

sind, ist u. d. M. stark zersetzt. Die Feldspatleisten sind in ihrer Form noch deutlich zu erkennen, aber die Substanz ist völlig umgewandelt, ebenso wie die trübe erscheinende Zwischenklemmungsmasse. Als Neubildungsprodukt tritt viel Epidot auf. In den Hohlräumen finden sich auch zuweilen als erster Überzug der Wandungen Epidot, dann Kalkspat, dessen rote Farbe durch Eisenoxyd hervorgerufen ist. Im Diabastuff sammelte ich Fragmente von Gabbro-Habitus. Hier erscheint Diallag in zahlreichen Körnern, lebhaft schillernd, und oft teilweise oder auch ganz in dunkelgrüne, serpentinartige Masse umgewandelt, in einer grauen, dichten und wie Saussurit aussehenden Masse („Gabbro, Saussuritgabbro anscheinend"). Im Dünnschliff ist der stark faserige, häufig Zwillingsbildung zeigende Diallag etwas in blaßgrünen Uralit umgewandelt, der auch noch in Fasern und faserigen Aggregaten auftritt. Der Feldspat ist fast vollständig umgewandelt, und an seine Stelle ist eine eigentümliche Aggregatpolarisation zeigende Masse getreten, die viele rauh aussehende Körner von Epidot enthält. Selten ist nun Feldspatsubstanz mit Zwillingslamellierung zu erkennen. Ferner traf ich südlich der Bruchzone ein Nest von Bronzit-Serpentin, eine dichte, schwärzlich- und hellölgrün gefleckte Serpentinsubstanz mit zahlreichen größeren Körnern von ziemlich stark zersetztem Bronzit, der noch seinen Bronzeschiller erkennen läßt. U. d. M. zeigt sich Serpentin mit Balkenstruktur, zahlreiche schwarze Körnchen von Magnetit enthaltend, sowie dunkelbraune, zum Teil ziemlich große, unregelmäßig gestaltete Körner von isotropem Picotit mit schwarzem Magnetitsaum.

Der Diabas hat eine Frittung des Glimmerschiefers im unmittelbaren Kontakt hervorgerufen, und so bildeten sich kleine Kontakthöfe im Biotitschiefer von Thaláläos. Ein derartiges Stück aus grauem, hartem, auf frischem Bruch etwas fettglänzendem Gestein, genommen am Kontakt eines Leukophyrputzens (von dem das oben beschriebene Belegstück herstammt) mit Biotitschiefer, zeigte unter dem Mikroskop, das es als Adinole aufwies, in einer quarzigen Verkittungsmasse kleine Körner von wasserklarem Quarz, an Menge zurücktretendem Feldspat (Plagioklas) und Flitter von farblosem oder schwach grünlich gefärbtem Glimmer, zahlreiche Körner von Zirkon, vereinzelte Körnchen von Magnetit und ein undurchsichtiges, trübes, graues Zersetzungsprodukt, ferner etwas Kalkspat. In weiterem Abstande ist der Biotitschiefer zu äußerst feinkörnigem, feinschiefrigen, sericitartigen, phyllitischen Tonschiefer umgewandelt, der weiterhin in den normalen Biotitschiefer übergeht. Im Dünnschliff zeigte dieser phyllitische Tonschiefer

äußerst feinkörnige, etwas faserige Schiefermasse mit schwacher Aggregatpolarisation und feine Lamellen von lebhaft polarisierendem hellen Glimmer enthaltend, durchzogen von zahlreichen schmalen Trümmern und Äderchen von Quarzaggregat. Stellenweise Anhäufungen opaker Körnchen, die im auffallenden Lichte trüb gelblichgrau erscheinen und nicht näher bestimmbar sind. Kohlige Substanz fehlt; an manchen Stellen dunklere, rötlichbraune Färbung durch Eisenhydroxyd. Bei sehr starker Vergrößerung sind auch winzige schwarze Rutilnädelchen zu sehen. Zu bemerken ist, daß adinolartige Gesteine, nicht unähnlich dem vorher beschriebenen, in größeren Massen im Flasergranit sowie in einer Einlage von Schiefergranit in jenem vorkommen, aber bei diesen Bildungen, auf die ich später noch zurückkommen werde, handelt es sich wohl nicht um Kontaktprodukte von verborgenen Diabas-Stöcken, von denen sie oft in ziemlich großer Entfernung liegen, sondern um örtliche Modifikationen des Granites.

Außer den Kontakterscheinungen des Diabases führe ich in diesem Zusammenhange einige andere Erscheinungen auf, die vielleicht mit Kontaktwirkungen des Diabases verwechselt werden können. So setzt am Westrande von Thaláläos ein mächtiger Amphibolitgang mit NS-Richtung im Flasergranit auf, den er vielleicht beeinflußt hat. Ein anderer Amphibolit, der in Vergesellschaftung mit Augitgestein entschiedene Kontaktphänomene hervorgerufen hat, durchsetzt weiter südlich die krystallinen Schiefer; auf jene werde ich später zurückkommen. Der erstgenannte Amphibolit ist ein dichtes gefälteltes Gestein („Hornblendeschiefer"), bei dem die schwärzlichgrünen Hornblendenadeln mit der Lupe deutlich zu erkennen sind. Hie und da scheiden sich auch gröbere Hornblende-Aggregate aus. Mikroskopisch sieht man stark pleochroistische Hornblende, gelblichgrau—bläulichgrau—grasgrün, lagenweise aneinandergereiht, oder in anderen Lagen in geringer Menge in einer farblosen Grundmasse, die aus Quarz und Feldspat besteht, daneben auch in manchen Lagen reichlich Magnetit und rundliche Körner von blaßgrünem, fast farblosem Augit (Diopsid) enthält. Titanit ist in größerer Menge, besonders in den hornblendereichen Lagen, vorhanden. Die Kontakterscheinungen dieses Amphibolites bestehen darin, daß an seinem unmittelbaren Kontakt der Flasergranit vielleicht ein etwas quarzitisches Aussehen bekam. Der Amphibolit ist wohl älter als die untere Sedimentstufe, da er an den Faltungen des Flasergranites Teil genommen zu haben scheint. Ebenso nimmt auch an der Zusammensetzung des Diabastuffes ein (mittel-) körniger Hornblendefels teil,

der („Hornblendefels, Amphibolit?"), aus zum Teil großen Individuen einer schwärzlichgrünen, faserigen Hornblende besteht und aus einer rötlichgrauen, feinkörnigen Masse, die in Schnüren das Gestein durchzieht oder auch in rundlichen Partien darin auftritt. Im Mikroskop erkennt man als wesentlichen Gemengteil Hornblende, die fast farblos ist, stark faserig und vielfach deutliche Zwillingsbildung zeigend. Die feinkörnige rötlichgraue Masse erscheint grau und etwas trübe und besteht hauptsächlich aus einem zum Teil sehr feinkörnigen, zum Teil gröber körnigen oder strahligen Gemenge von Epidot mit etwas Hornblende, an wenigen Stellen tritt etwas farbloses Quarz-Albit-Mosaik hinzu. Aber dieses Gestein könnte vielmehr zu den weiter unten zu besprechenden Hornblendegesteinen der krystallinen Schichtfolge gehören. Ferner steckt am Paß Pátelo (Profil II), an der Grenze von Flasergranit und Sedimenten, im ersteren Gestein ein kleiner Putzen von grünlichem, dichten, hornsteinartigen und splittrig brechenden Gestein, an dem makroskopisch keine Gemengteile zu erkennen sind, und das, der Mikroskopie nach, als Adinole bezeichnet werden könnte. U. d. M. erkennt man dreierlei Bestandmassen: 1. klar und farblos erscheinende Teile, diese bestehen aus einem Quarz-Albit-Gemenge mit undulöser Auslöschung; 2. hellgrüne, feinfarbige, schwach, aber zum Teil deutlich pleochroistische Massen, die hellgefärbter Hornblende angehören, ebenfalls undulös auslöschend und stark zertrümmert; 3. trübe, grau erscheinende Teile, die sich bei sehr starker Vergrößerung als äußerst feines Gewebe winziger Hornblendefasern mit Körnchen von Leukoxen zu erkennen geben. Da in der Nähe dieses Gesteins und in dessen Streichrichtung Diabas und Amphibolit vorkommen, so könnte man dasselbe vielleicht in Beziehung mit diesen setzen um so mehr, als dessen Hangendes ein ca. 3 m starker Putzen von weißem splittrigen Kiesel ist, der etwas imprägniert erscheint und von einem ziemlich krystallinischen Sandstein aus der nachfolgenden unteren Stufe überlagert wird. Dieser Sandstein („Kieselkalk") ist eine dichte, feste, graue Masse, worin man hie und da glänzende Spaltungsstücke von Kalkspat erkennt, und die von weißen Kalkadern durchzogen ist. Sie läßt u. d. M. farblosen Quarz in unregelmäßigen, eckigen Bruchstücken erkennen, dazu reichlich Kalkspat, der meist durch Einlagerungen schmutzig und trübe erscheint; vereinzelt kommen grünliche Partien von Chlorit und schwarze Körnchen von Magnetit vor, selten Fetzen von farblosem Glimmer. Da aber auch an anderen Stellen solche Sandsteine vorkommen, so darf man jenes adinolartige Vorkommen am Paß Pátelo als eine

lokale Modifikation des Flasergranites ansehen, wie solche im Flasergranit im großem und kleinem Maßstab auftreten, wie wir noch sehen werden.

Der Diabastuff entsteht, wie gesagt, durch Anschwemmung von Diabasstücken, zu denen auch sonstige Gerölle und Fragmente hinzukommen, daher überlagert er gelegentlich horizontal die geneigten Sedimentschichten (S. 147, Profil I). Er bedeckt Flächen des großen Stockes von Engarès am Rande und im Becken und bei Pyrgos liegt er zwischen unteren Sedimenten und sehr grobem Konglomerat. Außer diesen Tuffdecken tritt bisweilen auch tuffartiger Diabas in Form von meist kleinen Einlagen in den unteren Sedimenten. Das ist aber eigentlich kein Tuff, sondern stark zertrümmerter Diabas in Lagerform. Daß dem so ist und man nicht etwa glaubt, man habe es mit zeitlich verschiedenen Diabaseruptionen innerhalb und am Ende der unteren Sedimentperiode zu tun. Dies zeigt nicht nur die Zusammensetzung der tuffartigen Einlagen aus reinem Dibasmaterial, sondern auch besonders die Umstände, daß man den Übergang von einer Lage zu dem darüber befindlichen Diabas bisweilen direkt sehen kann (S. 147, Prof. II), daß die Lagen,

---

Erklärung zu den Profilen I—IV, Fig. 1—4 auf S. 147 und 149.

Flasergranit Fg,
grobkörnig, porphyrisch.

Schiefergranit Sg,
fein- bis mittelkörnig.

Injizierter Schiefer (Metagneis).
Halónos-Stufe HS.
Komiakì-Stufe KS.

Marmor, grobkörnig.
Keramotì-Stufe KM.

Vorwiegend Biotitschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolschiefer.
Komiakì-Stufe KS.
Mési-Stufe MsS.

Marmor, vorwiegend mittel- bis feinkörnig.
Amómaxi-Stufe AM,
untere AM_1,
obere AM_2.
Phanári-Stufe PhM.
Nebenlagen NM.

Biotitschiefer,
Zweiglimmerschiefer,
Muscovitschiefer.
Apíranthos-Stufe AS.
Nebenlagen NS.

Zweiglimmerschiefer,
Muscovitschiefer.
Liónas-Schiefer LS.

Marmor, sehr feinkörnig.
Zas-Stufe ZM.

Muscovitschiefer,
toniger Phyllit.
Montzoúna-Stufe MS.

Vorwiegend Kalk- und Tonsandsteine und Mergel.
S_1s Untere Sedimente.

Vorwiegend sehr grobes Konglomerat.
S_3 Obere Sedimentstufe.

Alluvium Al

Diabas D

Pegmatit-Lagergang P

Smirgellagerstätten

Verwerfung

Dorf

Kirche

Kloster

Kirchhof

Windmühle

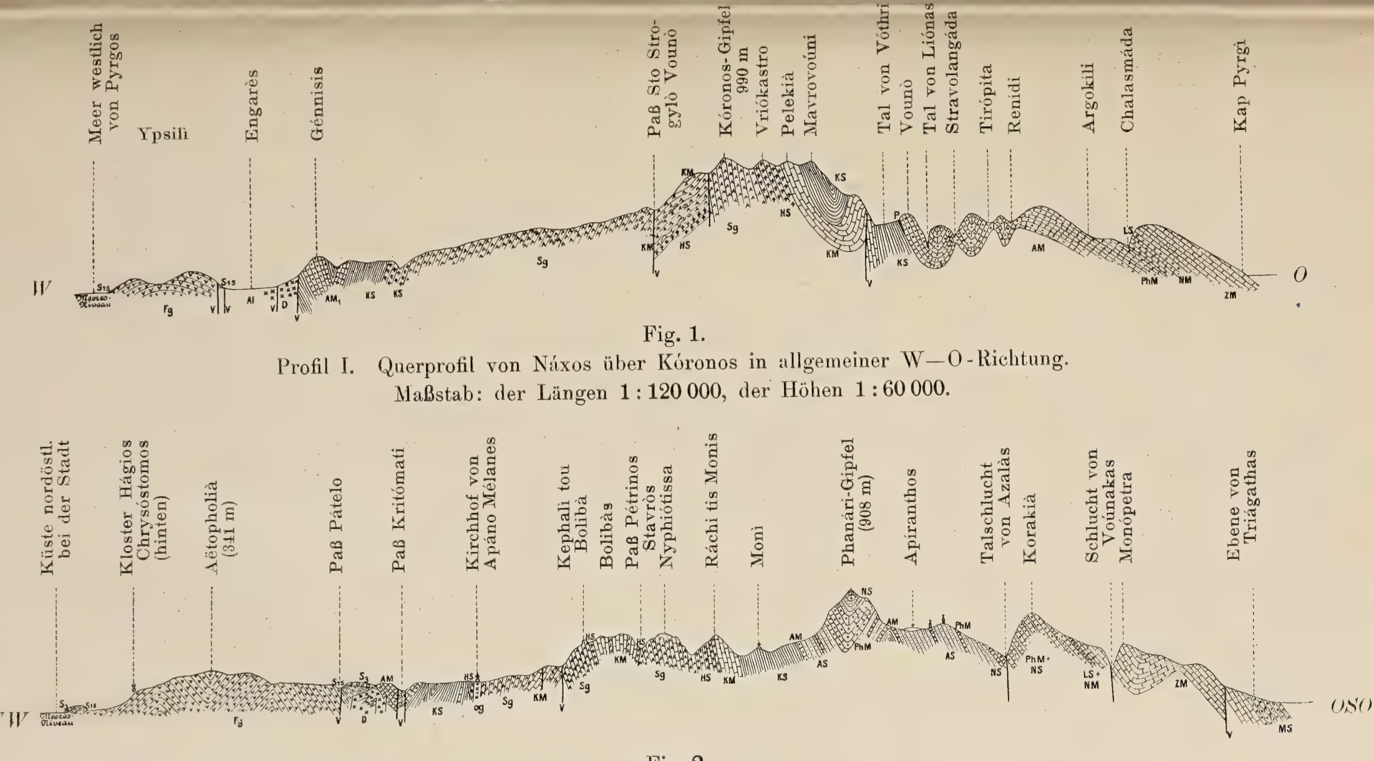


Fig. 1.

Profil I. Querprofil von Náxos über Kóronos in allgemeiner W—O-Richtung.
Maßstab: der Längen 1 : 120 000, der Höhen 1 : 60 000.

Fig. 2.

Profil II. Querprofil von Náxos über Phanári in allgemeiner WNW—OSO-Richtung.
Maßstab: der Längen 1 : 120 000, der Höhen 1 : 60 000.
(An der Nyphiótissa und westlich von Bolibàs sind die Schiefergranitlagen vielfach mit solchen von injiziertem Schiefer gemischt.)

größere und kleinere, eckige und festverwachsene, unveränderte Fragmente der unteren Sedimente einschließen, endlich, daß aus den Lagen bisweilen kleine Adern das Nebengestein gangartig durchsetzen. Wir haben es hier ursprünglich wohl mit Eruptionen zu tun, wobei der Durchbruch wegen Armut an Dämpfen und Gasen nicht so heftig war, und so konnten die Auswürflinge und das Magma auch lagerartig zwischen den Sedimenten empordringen, dem Wege des geringsten Widerstandes folgend. Bei der Abkühlung zog sich die Lava zu eckigen oder auch rundlichen Stücken zusammen, die durch Abwitterung ihre Kanten und Ecken verloren, und so ist wohl das tuffartige Aussehen dieser Lagen zu erklären.

Die Tuffdecken, horizontale, ungeschichtete Lagen von einigen Metern Mächtigkeit, nehmen geringere Flächen in der Bruchzone als die Diabasstöckchen ein. Sie haben eine bunte Zusammensetzung sowohl hinsichtlich der Art wie auch der Größe der Gerölle und Fragmente, und große Diabasblöcke von mehreren Tonnen im Gewicht sind nicht selten. Der Hauptbestandteil ist der Diabas, dazu kommen Fragmente von rötlichem Kiesel, Hornblendegestein, sericitischem Schiefer (Kontaktprodukt des Diabases aus Biotitschiefer) usw. sowie eingeschwemmte Gerölle von Marmor (in verschiedener Korngröße), Sandstein, dichtem Kalk u. dergl. Diese verschiedenen Fragmente und Gerölle sind verkittet durch ein kalkreiches, grünliches Bindemittel. Ein Dünnschliff von einem Stück aus der Tuffdecke, bestehend aus roten, grünen und grünlichgrauen Gesteinsfragmenten in gelblichgrüner Grundmasse, ergab unter dem Mikroskop, daß die Fragmente teils einem mehr oder weniger glasig erstarrten, stark umgewandelten Diabas angehörten, in welchem die Feldspatleisten noch deutlich zu erkennen waren, teils verschiedenen sedimentären Gesteinen (Quarzit, Schiefer, Grauwacke). Die Grundmasse bestand hauptsächlich aus farblosem Kalkspat. Als Zersetzungsprodukte traten reichlich Chlorit und Epidot auf. Ein kleineres Fragment aus derselben Probe (eine „Schalsteinbreccie“) ließ im Dünnschliff Bruchstücke eines diabasischen Gesteins erkennen, das aus Leisten von noch frischem Plagioklas und hellgrüner, faseriger, uralitischer Hornblende bestand; dazu als Zersetzungsprodukte grauen Titanomorphit (oder Leukoxen) und körnige Aggregate von lebhaft polarisierendem Epidot; ferner Bruchstücke eines feinkörnigen Sandsteins und als Verkittungsmittel grobkörnige Aggregate von Kalkspat. — Was das Alter der Diabaseruptionen betrifft, so steht es wohl zwischen unterer und oberer Sedimentstufe, da das sehr grobe Konglomerat der letzteren sowohl erstere Stufe, als

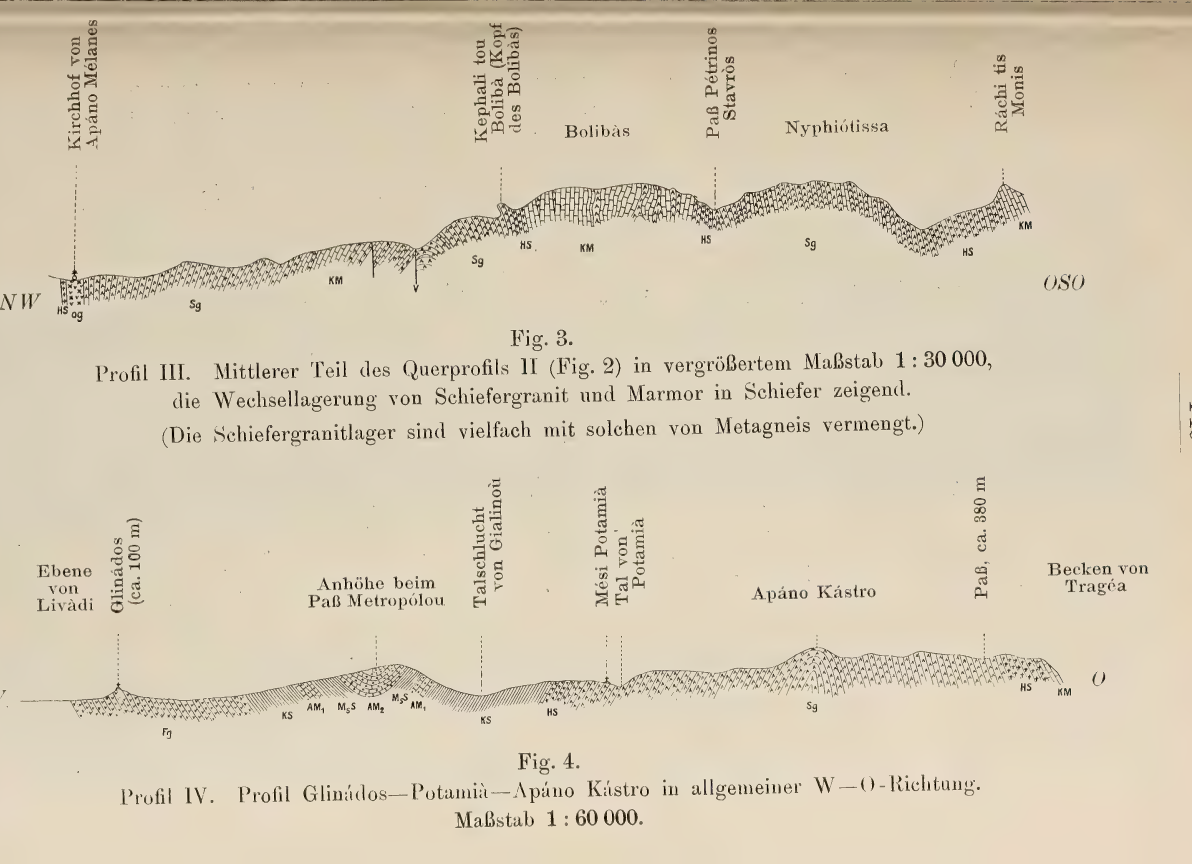


Fig. 3.

Profil III. Mittlerer Teil des Querprofils II (Fig. 2) in vergrößertem Maßstab **1 : 30 000**, die Wechsellagerung von Schiefergranit und Marmor in Schiefer zeigend.
(Die Schiefergranitlager sind vielfach mit solchen von Metagneis vermengt.)

Fig. 4.

Profil IV. Profil Glinádos—Potamià—Apáno Kástro in allgemeiner W—O-Richtung.
Maßstab **1 : 60 000**.

die Diabasstöcke, die diese durchbrechen, gleichmäßig, wie auf gemeinsamer Erosionsfläche bedeckt. Zu bemerken ist, daß im Diabastuff, auch im oberen Konglomerat, Gerölle aus den unteren Sedimenten vorhanden sind. Dagegen traf ich keine Diabasstücke in jenem Konglomerat. Ein Eingreifen des Diabases in das letztere habe ich jedoch nicht beobachtet. (Ich setze die S-Imprägnationen in Stylida und bei der Stadt [S. 140—141] in keine unmittelbare Verbindung mit der Diabaseruption).

Das grobe Konglomerat, das, abgesehen von den Alluvionen, wie gesagt, die obere Sedimentstufe darstellt, breitet sich in der Umgebung des Engarés-Beckens aus und bildet hier eine bis viele 10 m mächtige und ein 100 m hohes Seeniveau erreichende, ungeschichtete und flach geneigte Lage, die auch längs Verwerfungen eingebrochen ist (Bildung der Bruchzone von Engarés). Außerdem aber erfüllt es in weit größerer Ausdehnung, dafür aber in geringerer Mächtigkeit, fast alle großen Küstenebenen der Insel, in ursprünglicher, nahezu horizontaler Lagerung (in Moutzoúna Verwerfungen) den gefalteten krystallinen Untergrund bedeckend und die bedeutende Seehöhe von nahezu 300 m erreichend. Dieses polymikte, nagelfluhartige Konglomerat, dessen Alter mir unbekannt ist, besteht aus sehr kleinen bis riesengroßen, im Durchschnitt sehr groben Geröllen und Fragmenten aus allerlei ohne jede Bankung wirr durcheinander angehäuften Gesteinen, die durch ein kalkig-sandiges Cement verkittet sind. Es sind meist Marmorgerölle der verschiedensten Dimensionen und Sorten, worunter Blöcke bis mehrere Kubikmeter im Inhalt bisweilen zu finden sind, dann Schieferfragmente, bisweilen fast noch größer, endlich allerlei Gerölle aus Quarz, Granit, Pegmatit, Smirgel usw., deren Beschaffenheit je nach der Örtlichkeit wechselt, aus der sie stammen. Auf dem Inselchen Palátia wechsellagert das vielfach breccienartige Konglomerat namentlich mit stark eisenschüssigen sandigen Tonen. An anderen Punkten (Ypsilì) führt es eine ca. 5 m starke Einlagerung von hellem Kalksandstein. Ebenda nimmt lokal sein kalkiges Cement in den höchsten Horizonten ein krystallines Gefüge an und verwächst dann fest und breccienartig mit den Marmorgeröllen.

Gehen wir nunmehr zur näheren Betrachtung des krystallinen Grundgebirges von Náxos über.

Wie schon erwähnt, setzt sich dasselbe zusammen aus einer oft wiederholten Wechsellagerung von krystallinen Schiefern und Kalken, an deren Basis zwei große, verschiedenaltrige Massive von schiefrigem Granit zutage treten. Dieses



Fig. 5.

Landschaftsbild vom mittleren Teil des natürlichen Profils III auf S. 149; im Hintergrunde der Kotzinàs. Hell = Marmor; dunkel = Schiefergranit, links im Hintergrunde des Passes und der Streifen von Bolibàs = injizierter Schiefer aus der Halónos-Stufe.

Grundgebirge ist einheitlich gefaltet, woraus folgt, daß der jüngere schiefrige Granit mindestens ebenso alt ist wie die älteste Faltung des Gebirges. Unter den verschiedenen Faltungen, die dasselbe aufweist, scheint diejenige am ältesten zu sein, deren Achse etwa N 25° O läuft (Profile I—IV): Sie ist die intensivste, tektonisch und morphologisch wichtigste und gehört wohl einer älteren Bewegung an als die ebenfalls im allgemeinen NNO streichende untere Sedimentstufe in Thaláläos und Paratréchos, wenn unsere weiter unten auszuführende Annahme von der Gleichaltrigkeit der Eruption des Schiefergranites mit obiger Hauptfaltung richtig ist. Der Hauptkamm aber oder die Längsachse der Insel richtet sich allgemein ca. N 15° O, daher schneiden die krystallinen Schichten diese Achse etwas schräg, auf welcher sie im allgemeinen je jünger, desto südlicher erscheinen. Ob diese letztere nordnordöstliche Streichrichtung verschieden ist von derjenigen, die die Stufe aufrichtete, trotzdem daß beide ziemlich zusammenfallen, mag dahingestellt bleiben. Eine andere, weniger stark, aber darum nicht minder deutlich ausgeprägte Faltungsrichtung läuft nach OSO, also senkrecht zu der zuerst genannten. Sie hat, wie diese, das Grundgebirge in eine Reihe von Falten gelegt und ist wohl jünger als sie, was wir hauptsächlich daraus erkennen, daß wir die Eruption des Schiefergranites, der diese jüngere Faltung auch zeigt, in Zusammenhang mit der N 25° O-Faltung bringen. Auch vielleicht daraus, daß die durch die erstere Faltung hervorgerufenen tektonischen Wirkungen im allgemeinen wohl wieder mehr abgetragen sind als die durch die letzteren erzeugten. Da wir ferner, so am Paß Pátelo, sehen, daß die OSO fallende Stufe auf den dort NNO geneigten Flasergranitbänken ruht, so folgern wir weiter, daß die Faltung mit OSO-Achse älter ist als die Aufrichtung der letzteren. Auch im Becken von Engarés treffen wir ein NNO- bzw. SSW-Schichtfallen der Stufe, was wohl auf eine jüngere derartige Bewegung hindeutet. Eine letzte Faltungsrichtung des Grundgebirges läuft nach ONO. Sie tritt lokal deutlich hervor und zwar auf der Halbinsel von Stylída. Ob die sehr spärliche Fältelung der unteren Sedimentstufe dort dieser Faltung zuzuschreiben ist, mag unentschieden bleiben. Zu bemerken ist, daß die unteren Schichten in der Bruchzone von Engarés auch ein NNW- bzw. SSO-Fallen zeigen. — Über das absolute Alter aller dieser Faltungen können wir nichts Bestimmtes aussagen, da feste Anhaltspunkte an Formationen bekannten Alters auf der Insel fehlen. Ein Vergleich der verschiedenen Streichrichtungen mit denjenigen der Faltungen von Attika

und Euböa, über deren Alter wir durch Lepsius und Deprat genauer informiert sind, würde uns nicht viel dazu helfen können, seitdem wir wissen, daß die Falten in ihrem Verlauf gewöhnlich nicht auf größere Strecken konstant bleiben, sondern vielfach Ablenkungen erfahren, und daß, umgekehrt, der Gebirgsdruck, zu welchem eine bestimmte Faltungsrichtung gehört, zu verschiedenen Perioden in demselben Sinne tätig gewesen sein mag. Immerhin dürfen wir annehmen, daß die ältesten Faltungen vorcarbonisch oder vordevonisch sind, und zwar aus den später zu äußernden Erwägungen über das Alter des kykladischen Grundgebirges.

Da die geschieferten und gebankten Granite meist lakkolithartig oder mit versteckter durchgreifender Lagerung aus der Basis der krystallinen Schichtserie auftauchen, da sie ferner einheitlich mit derselben gefaltet sind (Profile I, II, IV) und endlich noch Marmor- und Schiefereinlagen zum Teil führen bzw. mit denselben wechsellagern, so wurden sie leicht als die tiefsten Glieder der krystallinen Serie, und zwar als Urgneis, angesehen. Tatsächlich aber sind es echte Durchbruchgesteine, jünger als die übrigen krystallinen Schichtglieder, da sie dieselben durchbrechen. Sie unterscheiden sich von ihnen und besonders von ihrer sanftgestalteten Schieferhülle schon von der Ferne durch ihre felsigen, rauhen Verwitterungs- und Landschaftsformen. Das eine, und zwar das ältere, der beiden Granitmassive nannten wir den Flasergranit[1]), das andere, jüngere, den Schiefergranit[2]).

Das sind zwei, dem Alter und der Beschaffenheit nach verschiedene Granitarten, die auch in ihrer Lagerungsform differieren, indem der erstere stockförmig, der letztere lakkolithartig heraustritt. Der Flasergranit nimmt den äußeren Westen der Insel auf eine Fläche von rund 50 qkm, einschließlich der großen in ihm eingesenkten und mit jüngeren Sedimenten erfüllten Ebene, ein und gipfelt östlich bei der Stadt mit 340 m. Im Osten wird er vom übrigen Gebirge von Meer zu Meer (Kap Kouroúpia-Ammítis) durch eine N—S streichende Mulde

[1]) Der „grobkörnige, flaserige Biotitgneis" von Lepsius, der „Gneisgranit" von Philippson.

[2]) Gehörig zum „dünnschiefrigen Gneis" von Lepsius und zu den „unteren Biotitgneisen α" von Philippson. Es ist übrigens merkwürdig, daß diese beiden Forscher den südlichsten Teil des ausgedehnten Schiefergranitmassives, nämlich den Berg von Apáno Kástro bei Tragéa ausnahmsweise als Granit betrachten (vielleicht wegen der ausgesprochen rundlichen, massigen Form des Berges), während doch dieser mit der übrigen Schiefergranitmasse petrographisch und tektonisch eine unlösbare Einheit bildet.

aus den unteren Stufen der krystallinen Serie geschieden, unter welche seine dicken Bänke steil einfallen (Profil IV), sowie durch die in der nördlichen Fortsetzung derselben einsetzende Bruchzone von Engarés (Profil I und II). Sonst wird er vom Meer bespült und so bleibt seine wahre Ausdehnung und Form auf der Oberfläche versteckt. Dagegen taucht der Schiefergranit mitten aus der krystallinen Schichtzone im nordwestlichen Teil der Insel auf, und zwar in Gestalt einer langgestreckten, NNO—SSW gerichteten Ellipse, an deren Umrissen die umhüllenden Schiefer rundherum nach außen fallen bzw. den Schiefergranit konkordant mantelförmig umlagern. Die gebirgige Granitellipse, die sich am Gipfel von Kóronos bis zu 1000 m erhebt, mißt etwa 16 km in der Länge und beinahe 5 km in der größten Breite, und ihr Flächeninhalt beträgt somit rund 55 qkm. Beide Granite nehmen daher ein Areal von über 100 qkm ein, oder etwa den vierten Teil der 448,8 qkm (nach Strelbitzky) großen Insel. Sie kommen an der Oberfläche nirgends in Berührung, aber wegen ihrer unmittelbaren Nähe liegt eine gemeinsame Herkunft beider aus demselben Magmareservoir auf der Hand. Ihr gegenseitiges Verhältnis in der Tiefe und in bezug auf die sie trennenden Muldenschichten mag Profil IV erläutern. Sie dürften wohl zwei zeitlich getrennten Eruptionen angehören, wofür das Vorkommen von mächtigen Schiefergraniteinlagen im Flasergranit spricht, welche als lagerartige Apophysen jenes Granites in diesem gedeutet werden müssen, um so mehr, als ich in denselben ein kleines Vorkommen von Turmalinpegmatit entdeckte, der ein sehr charakteristisches, dem Flasergranit fehlendes Ganggefolge des Schiefergranites bildet. In demselben Sinne sprechen auch Fragmente von Flasergranit, die sich bisweilen in jenen Einlagen vorfinden, und welche wohl als Bruchstücke des Nebengesteins anzusehen sind. Danach ist der Flasergranit älter als der Schiefergranit, und beide sind jünger, wie schon öfter erwähnt, als die krystalline Schichtserie, da sie dieselbe durchbrechen und ihr Ganggefolge hineinsenden. Ihre Eruptionszeit kann nicht festgestellt werden, da jeder Anhaltspunkt dafür fehlt. Daß aber der Flasergranit älter ist als die ältesten Sedimente der Insel, ergibt sich daraus, wie wir auch früher bemerkten, daß letztere auf diesem Granit lagern, welcher alsdann als Tiefengestein erst hätte bloßgelegt werden müßen, bevor die Sedimente auf seiner Denudationsoberfläche hätten zur Ablagerung gelangen können. Aber auch der Schiefergranit ist jedenfalls älter als die letzteren, denn er hätte unmöglich auf die oberen Glieder der krystallinen Schichtfolge kontaktmeta-

morph, wie wir später auszuführen haben, eingewirkt, ohne auch die in geringerer Entfernung sich befindenden Sedimente zu beeinflussen. Wir müssen überhaupt ein hohes Alter der Graniteruptionen annehmen, wenn wir noch die Teilnahme der Granite an allen Bewegungen des Grundgebirges in Erwägung ziehen.

Der Flasergranit ist ein grobkörniger, in der Regel parallel bis schiefrig struierter Biotitgranit, dem größere Feldspatkrystalle, -linsen und -körner einen porphyrartigen Habitus erteilen. Er setzt sich zusammen aus einem innigen Gemenge von Feldspat (meist Orthoklas), als dem vorwaltenden Gemengteil und Quarz, woran schwärzliche Biotitschuppen reichlich beteiligt sind und durch ihre orientierte Lage die schiefrige Textur des Gesteins bedingen. Indem sich diese Schuppen den Feldspateinsprenglingen anschmiegen, verleihen sie dem Granit oft eine typische Augen- bzw. Flasertextur auf dem Querbruch. Muscovit scheint so gut wie nicht beteiligt zu sein. Die porphyrischen Feldspate treten im gewöhnlichen Granit als größere Körner auf, in den schlierigen, noch zu besprechenden Partien dagegen, welche besonders als Augengranit entwickelt sind, sind es meist gut ausgebildete Leisten sowie Linsen von bis über 12 cm Länge, die kleine makroskopische Einschlüsse von Biotit und Hornblende oder Chlorit führen und stark zerrissen und zerspalten sind mit oft gegeneinander verschobenen Krystallstückchen. Von akzessorischen Gemengteilen führt der Granit Hornblende und Titanit in makroskopischer (und mikroskopischer) Ausbildung, und zwar namentlich in den schlierigen Partien, sowie Granat. Dazu treten noch (mikroskopisch) Zirkon und Apatit, letzterer in nadeligen Einschlüssen im Quarz; während makroskopischer Chlorit als Umwandlungsprodukt des Glimmers erscheint. Der Granit ist in der Regel stark verwittert, und zwar besonders durch den braunen Glimmer, und er zerfällt oft zu sandigem Grus. Ein Stück von frischem Granit („Biotitgneis“) lieferte unter dem Mikroskop Quarz, farblos und wasserklar; der trikline Feldspat, der weit häufiger erschien als der monokline, war ebenfalls sehr frisch und klar und zeigte polysynthetische Zwillingsbildung und oft auch zonaren Bau. Der Orthoklas war etwas trübe. Biotit stark pleochroistisch, etwas grüne Hornblende; ziemlich häufig waren kleine Kryställchen von Zirkon.

Stellenweise geht der Flasergranit in eine feinkörnige bis dichte, grauliche, adinolartige Masse über, die lokal zu einem etwas gelblichen und immer noch harten grauwackenähnlichen Gestein mit tonigem Geruch verwittert, das kleine Limonit-

würfelchen pseudomorph nach Pyrit führt. Dieselben ziemlich entwickelten Gesteine treffen wir auch in einer Schiefergraniteinlage des Flasergranites (bei der Stadt). Das Innere der Zone bildet ein grünlichgraues, dichtes, hartes und splittriges Adinolgestein (u. d. M. „vermutlich Adinole") mit helleren, weißlichen Flecken und so feinkörniger Textur, daß selbst mit der Lupe keine Bestandteile zu identifizieren sind. Es besteht mikroskopisch aus etwas trüber, grauer, sehr feinkörniger und nur ziemlich schwach auf das polarisierende Licht reagierender Grundmasse und aus Körnern von Quarz und Feldspat, sowie jedenfalls amorpher Kieselsäure, zuweilen auch mit etwas Chlorit gemengt. In dieser Grundmasse liegen sehr viel verschieden große Körner von farblosem und klarem Quarz oder Quarzaggregat sowie von Feldspat, der aber mehr oder weniger getrübt erscheint. In den äußeren Partien der Zone geht dieses Gestein in ein grauwackenartiges („Grauwacke"), durch Eisenoxydhydrat etwas gelblich gefärbtes und schalig sich absonderndes über, in dessen harter, dichter Masse nur Körner von Quarz erkennbar sind. Im Dünnschliff besteht es hauptsächlich aus kleinen, eckigen Bruchstücken von Quarz oder Quarzaggregat, vereinzelt auch etwas Feldspat. Diese Körner werden durch eine feinkörnige Masse verkittet, die ebenfalls zum größten Teil aus fein verteiltem Quarz besteht, dazu auch etwas glimmerige Substanz und vereinzelt Krystalle von Magnetit, in der Verkittungsmasse auch das gelbliche aus Eisenhydroxyd bestehende Pigment enthält. Ferner schließt der Flasergranit dunkle, scharf dadurch sich abhebende Nester aus dichtem, splittrigem Hornstein ein, von dem ein Schliff aus grauen Körnchen von Quarz und vereinzelten Kryställchen von Pyrit u. d. M. eckige und rundliche Bruchstücke von Quarz und Quarzaggregat zeigte, die durch eine trübe, grau aussehende Masse verkittet waren. Diese Masse bestand wohl im wesentlichen aus Kieselsäure (Opal), enthielt aber körnige Partien von Kalkspat und auch etwas feinfaserige Glimmeraggregate. In ähnlichen Hornstein gehen auch größere Adinole-Vorkommen, wie bei Pyrgos (Ypsilì), so daß hier ein allmählicher Übergang vom grobkörnigen Flasergranit zum dichten Hornstein besteht. Es handelt sich daher bei allen diesen Gesteinen wohl um örtliche Modifikationen des Flasergranites. Zwar ist das Adinole-Vorkommen von Pyrgos teilweise dunkelgrau gefärbt und an der Grenze mit den lichten Adinolepartien dunkel gefleckt und geflammt; diese dunklen Färbungen rühren von Lösungen her, die wohl von der unmittelbar nahen Diabaseruption stammen. Auch zeigt die Mikroskopie einer Probe

von den lichten Adinolepartien, daß sie nicht unähnlich ist der früher beschriebenen Adinole am Kontakt mit einem Leukophyrputzen (S. 143) (also einem unzweifelhaften Kontaktprodukt durch den letzteren) und besteht aus unregelmäßig begrenzten Körnern von Quarz und Plagioklas, die in einer sehr dichten, felsitartigen Grundmasse liegen, welche stellenweise etwas Kalkspat und ganz vereinzelt Zirkon enthält. Da aber dieselben Adinolbildungen auch an anderen Stellen, fern von jedem Diabas, im Flasergebiet und zwar namentlich innerhalb von schlierigen Ausbildungen des Granites (Chlorit-Granit, s. unten) vorkommen, so müssen sie als strukturelle Modifikationen des Flasergranites in allen Fällen angesehen werden. Am Rande der Bruchzone von Engarés nimmt der Flasergranit, wie schon erwähnt, vielfach ein verdichtetes, etwas verkieseltes Aussehen an, auch zeigt er in Stylída, an der Grenze mit den Sedimenten, dichte, grünschieferartige Übergänge in kleinem Maßstab oder führt kleine Einlagen aus solchen. Eine Probe von letzteren, die weiße rundliche Feldspatpartien aus dem Muttergranit enthielt („grünschieferartige Einlagerung im Feldspatgneis"), ergab folgendes u. d. M.: Die weißen Partien bestehen teils lediglich aus Plagioklas mit Zwillingslamellierung, teils aus einem Feldspatquarzmosaik. Die dichte Grundmasse wirkt nur schwach auf das polarisierende Licht mit Ausnahme der massenhaft darin zerstreut liegenden winzigen kleinen Körnchen und Leistchen, die zum Teil Glimmer sind, zum großen Teil aber auch Epidot. Nicht selten finden sich Körner, die den charakteristischen Pleochroismus des Tulit bzw. Piemontit zeigen und jedenfalls einem dieser beiden Mineralien angehören. Außerdem kommen brauner Biotit, Körner von Titanit und Kryställchen von Zirkon vor. — Kleine Quarzeinlagerungen sind im Flasergranit häufig.

Daß der Flasergranit ein echtes Durchbruchgestein, nicht etwa ein Paragneis ist, dafür habe ich schon seine durchgreifende Lagerung und sein Ganggefolge hervorgehoben. Letzteres durchsetzt den Granit und sein Nebengestein in Form von schmalen Adern und Gängen, die sich vielfach durchkreuzen, sowie in kleinen Putzen und unregelmäßigen Formen. Es besteht aus einer teils aplitischen (feinkörnigen), teils pegmatitischen (grobkörnigen), meist aber gemischten Masse aus inniger Verwachsung von Quarz und Feldspatkörnern, die glimmerarm bis -frei und turmalinfrei ist. Seltener besteht das Gefolge aus reinem Quarz. Eine Probe aus der ersteren („Granulit"), weiß, feinkörnig, mit zahlreichen Feldspatindividuen, zeigte u. d. M. größere Körner von wasserklarem Quarz und

etwas Orthoklas, verbunden durch ein feinkörniges Aggregat derselben beiden Mineralien. Schriftgranitische Verwachsung beider kam vor. Dazu trat nun noch in ganz untergeordneter Menge etwas dunkelgefärbter Glimmer auf und kleine Kryställchen von Zirkon. Was die durchgreifende Lagerung des Granites betrifft, so ist dieselbe längs der diesen im Osten abschließenden krystallinen Schichtenmulde meist durch den Gebirgsdruck verwischt, infolgedessen scheinen die dicken Granitbänke konkordant unter die letztere einzufallen (Profil IV). Doch schließen wir auf ein Durchgreifen durch die weit geringere Mächtigkeit der schiefrigen Granithülle, die der Granit nördlich dieses Profils (am Eingang des Thaláläos-Beckens) annimmt, und die wohl nicht etwa von Auskeilen der Schieferfülle herkommt.

Aber auch andere Erscheinungen sprechen für die echt eruptive Natur des Flasergranites, so zunächst seine Homogenität durch seine ganze Masse hindurch (abgesehen natürlich von seiner bald zu besprechenden schlierigen Ausbildung). Dann geht die parallele Textur des Granites bisweilen mehr oder weniger verloren, und alsdann haben wir es mit einem verworren bis fast rein körnigen Granit zu tun. In anderen Fällen büßt derselbe seine Bankung mehr oder weniger ein und nimmt so einen eher massigen Charakter an, wenn auch die parellele Textur im Innern des Gesteins bestehen bleibt. Ferner führt der Granit sehr häufig kleinere und größere Kugeln und eiförmige Körper von einigen Dezimetern bis einige Meter im Durchmesser sowie abgerundete Linsen von etwas anders beschaffenem Flasergranit, welche wohl als Schlieren zu deuten sind. Das sind nämlich Gebilde von recht grobkörnigem, schön porphyrartig entwickelten, verworren bis nahezu körnig struierten, mehr oder weniger chlorit-, titanit- und hornblendeführenden Flasergranit, bei denen der sonst bräunliche, verwitternde Biotit schwarz und frisch ist, und die selbst bei größerer Mächtigkeit der Linsen (z. B. etwa 6 m) massig, d. h. ohne jede Bankung bleiben und durch allmählichen Übergang mit dem Muttergestein, dem gewöhnlichen Flasergranit, zusammenhängen, dagegen von ihm geschieden sind durch dünne, zwiebelartig konzentrische und sich nach außen mehr und mehr verlierende Schalen, die wohl durch Kontraktion des sich abkühlenden Schlierenmagmas entstanden. Die gut ausgebildeten porphyrischen Feldspatleisten der Schlieren treten oft scharenweise auf (z. B. über 20 Stück auf einer Fläche von 20×20 cm), und dabei sieht man, daß ihre Achsen der Schieferungsebene der Schlieren, das ist derjenigen des Muttergranites, nicht immer parallel laufen, sondern sie oft

in beliebigen Winkeln schneiden. Bei manchen Schlieren kann man auch die Beobachtung machen, daß die mineralischen Elemente der Schalen nicht immer nach den Umrissen derselben geschiefert sind, sondern nach einer bestimmten Ebene, das ist die Schieferungsebene des Granites und der Schlieren, die in einem beobachteten Fall O—W läuft, was auf Druckwirkungen hindeutet, die nach der Erkaltung des Granites tätig waren. Schlieren aus reinem Hornblendegranit habe ich nicht getroffen, wohl aber sammelte ich Bruchstücke von einem schlierig beschaffenen Flasergranit, bei dem das dunkle Element ausschließlich aus Chlorit (nebst etwas Epidot) bestand, den ich für ein Umwandlungsprodukt der Hornblende hielt. Nach der Mikroskopie dieses grobkrystallinen Gesteins („granitisches Gestein") aus weißem Feldspat, grauem Quarz und grünem Chlorit aber sollte letzterer wohl ein Umwandlungsprodukt der Hornblende darstellen. Dieses Gestein zeigte u. d. M. ausgezeichnete Kataklasstruktur, indem sowohl Quarz als auch Feldspatkörner an vielen Stellen in eine Masse kleiner eckiger Bruchstücke zerquetscht waren. Solche Partien saßen linsenförmig zwischen der körnigen Gesteinsmasse. Der Feldspat war meist trüber Orthoklas, der Quarz farblos und klar, der grüne Chlorit „wohl ein Umwandlungsprodukt von ursprünglichem Biotit". Als weitere Gemengteile traten keilförmige Krystalle von Titanit, kleine Kryställchen von Zirkon sowie Nadeln von farblosem Apatit auf. Später traf ich große und kleine schlierenartige Massen von Flasergranit, oft in adinolartige übergehend, bei denen der Biotit ganz durch Chlorit versetzt war (Chlorit-Granit). Auch lieferte ein weiteres Schlierenstück („Gneis"), an dem man mit dem bloßen Auge große weiße Feldspatindividuen, Körner von Quarz und ein grünliches glimmeriges Mineral erkennt, folgendes u. d. M.: „Der Quarz erscheint farblos und klar, er erhält Einschlüsse und Nadeln von Apatit; die Feldspatindividuen sind Orthoklas und sind ziemlich frisch; außerdem kommt auch ein ganz trüber und stark verwitterter Feldspat vor, an dem stellenweise noch Zwillingslamellierung zu sehen ist, so daß also Plagioklas vorliegt. Der glimmerige Bestandteil ist vielleicht ursprünglich Muscovit (eher Biotit, S. P.) gewesen; ist jetzt aber fast ganz in blaßgrünen Chlorit umgewandelt. Vereinzelt kommen große Krystalle von Titanit (keilförmig) und kleine Körner von Zirkon vor. Als Zersetzungsprodukt findet sich ziemlich viel Kalkspat." — Chloritische Substanz erfüllt auch die zahlreichen feinen Risse und Sprünge von Granitschlieren und erteilt ihnen so eine grünliche Färbung von der Ferne.

Dadurch sowie durch ihren großen Widerstand, heben sich die Schlieren auf Steinbrüchen gegen den leicht verwitternden, graulichen Muttergranit scharf ab, und bei vollständiger Entfernung des letzteren bleiben die Schlierenkugeln und -eier zurück, frei auf den Berggehängen herumliegend, während die größeren Linsen als harte Lagen herausragen. Dabei kommt es auch manchmal vor, daß an steilen Gehängen die Schlieren aus ihrer Lagerstätte herausfallen, und es hinterbleibt dann ein halbkugel- oder halbeiförmiger Hohlraum, mit konzentrischen Schalen umgrenzt.

Es ist noch zu bemerken, daß die Schlieren und der Granit kleine dunkelgefärbte und daher gegen ihre Lagerstätte abstechende Gebilde einschließen, die feinkörnig und parallel struiert sind und entweder metamorphosierte Bruchstücke des Nebengesteins oder auch örtliche Konzentrationen darstellen. Teils stehen sie in losem Zusammenhange mit ihrer Lagerstätte, in welcher sie als plattenförmige Körper erscheinen, teils sind sie fest mit ihr verwachsen, ohne bestimmte Form. Ein Handstück aus den ersteren Gebilden, das makroskopisch aus Feldspat und schwarzem Biotit bestand („gneisähnliches Gestein"), zeigte im Dünnschliff als wesentlichen Gemengteil Feldspat (sowohl Plagioklas als Orthoklas) in zum Teil großen Individuen, dann akzessorisch Körner von Titanit, kleine Kryställchen von Zirkon, vereinzelt hellgrüne Hornblende und Stückchen von Turmalin, dies alles in einem Bindemittel, das aus Lamellen oder filzig verwebten Fasern von Biotit bestand, der zahlreiche Einschlüsse von Apatit und Zirkon beherbergte, und aus feinkörnig struierter Quarzmasse. Ein anderer Schliff aus den fest verwachsenen, etwa faustgroßen Gebilden vom Aussehen eines feinkörnigen, schwach schiefrigen Biotitgranites aus weißem Feldspat und schwärzlichbraunem Glimmer („Biotitgneis") ließ u. d. M. farblosen Quarz, farblosen Feldspat (Orthoklas, Plagioklas), dazu braunen Biotit und etwas hellgrüne, strahlige Hornblende, grauen, rauh aussehenden Titanit und einen ziemlich großen Krystall erkennen, der nach seinem eigenartigen Pleochroismus als Piemontit angesehen werden kann.

Bezüglich der parallelen Textur des Flasergranites kann nicht entschieden werden, ob dieselbe von nachträglich zur Graniteruption erfolgten Gebirgspressungen herkommt, oder ob sie nicht vielmehr durch Piezokrystallisation entstand, also aus einem ursprünglichen Gebirgsdruck, der die Graniteruption selbst veranlaßte. Leider ist die wahre Gestalt des Flasergranites an der Oberfläche versteckt durch das Meer, auch ist

derselbe frei von Schiefer- und Marmoreinlagen — Umstände, aus welchen man vielleicht Anhaltspunkte zur Lösung dieser Frage gewinnen könnte, wie sie sich beim Schiefergranit darbieten. Immerhin hat die Annahme einer Piezokrystallisation mehr für sich, und zwar aus Analogie mit dem Schiefergranit, bei welchem sie wichtige Stützen hat, wenn wir erwägen, daß beide Granite räumlich sehr eng miteinander verknüpft und gemeinsam gefaltet sind, und daß infolgedessen ihre Eruptionen wahrscheinlich zeitlich nicht sehr weit voneinander stehen; ja es ist möglich, daß sie derselben älteren Bewegung angehören, und zwar zwei verschiedene Paroxysmen eines langandauernden Faltungsprozesses darstellen.

Der Flasergranit hat keine Injektion in seine Schieferhülle, wie der Schiefergranit bei der seinen, hervorgerufen, wohl aber dürfte er kontaktmetamorph auf die krystalline Schichtserie eingewirkt haben, worauf wir noch zurückkommen werden.

Es sei endlich erwähnt, daß der Flasergranit schmale Adern von einem arkoseartigen Trümmergestein führt, das makroskopisch aus Quarz und Feldspat, mikroskopisch aus stark zertrümmerten und wieder miteinander verkitteten Stücken von Quarz und Feldspat (Orthoklas und Plagioklas), braunem Glimmer (Biotit), zum Teil in grünen Chlorit umgewandelt, und reichlichem Titanit besteht, der in rauh aussehenden Körnern auftritt und zuweilen deutlichen Pleochroismus zeigt. Des Amphibolitganges, der den Flasergranit am Westrand des Thaláläosbeckens durchsetzt, habe ich schon gedacht, und der Vollständigkeit wegen füge ich hinzu, daß der Flasergranit noch von einem OSO streichenden, bis etwa 1,5 m mächtigen Quarzgang bei der Stadt durchzogen wird, in dessen Hohlräumen schöne Baryttafeln aufsitzen, und es wäre von Interesse zu untersuchen, inwiefern dieser Gang mit den Baryt-Eisenglanz-Gängen von Myconos in Beziehung steht; diese führen Linsen von silberhaltigem Bleiglanz (und Carbonat), welche eine Zeitlang zu sehr gewinnbringendem Abbau Anlaß gegeben haben (Länge der Gänge von Myconos ca. 4 km; Streichen NW zu WNW, Fallen NO).

Was nun den Schiefergranit anlangt, so ist er auch wie der Flasergranit ein in der Regel parallel bis ausgezeichnet schiefrig struiertes und bankig abgesondertes Gestein, das aus einem innigen, bisweilen schriftgranitartigen Gemenge von vorwaltendem Feldspat (zumeist Orthoklas) und einschlußreichem Quarz besteht, worin die eingestreut liegenden Glimmerschüppchen meist nach einer bestimmten Richtung orientiert sind. Im übrigen aber weichen beide Granite in ihrer Be-

schaffenheit ab. So ist der Schiefergranit, im Gegensatz zum grobkörnigen und porphyrartigen Flasergranit, feinkörnig, auch zum mittelkörnigen, und seltener treten hier und da größere Feldspataugen auf, die aber die Struktur des Gesteins nicht weiter beeinflussen. Ferner gesellt sich zum Biotit meist, was beim Flasergranit nicht der Fall zu sein scheint, Muscovit in größerer oder geringerer, bisweilen in überwiegender Menge, wodurch der reine Biotitgranit gewöhnlich zum Zweiglimmer-, seltener zu reinem Muscovitgranit wird, und dementsprechend scheint wohl auch das Verhältnis des Plagioklases beim Schiefergranit geringer als beim Flasergranit zu werden. Auch in die charakteristischen Übergemengteilen erstreckt sich die Abweichung der beiden Granite, indem der Schiefergranit Turmalin (der beim Flasergranit fast zu fehlen scheint), schon makroskopisch, und viel roten Granat führt. Dem gegenüber scheint die dem Flasergranit in den schlierigen Partien charakteristische Hornblende zu fehlen, und nur am Kontakt des Schiefergranites mit seinen Marmoreinlagen tritt sie oft auf, teils als reichlicher Gemengteil des Granites, teils in Form von kleinen Aggregaten im Marmor, worauf ich noch zurückkommen werde. Weitere Accessoria des Schiefergranites sind, mikroskopisch, Apatit, Zirkon, Magnetit, auch Titanit[1]), der, wie wir sahen, in weit größerer Häufigkeit die schlierigen Partien des Flasergranites makroskopisch charakterisiert. Es sei hier nun die mikroskopische Analyse von einigen Schiefergranitproben aufgeführt. Ein typisches Biotitgranitstück („Granitit") aus dem Nordostrand der Granitellipse, ziemlich feinkörnig, mit verworrener Textur, war aus gelblichem Quarz, weißem und gelblichem Feldspat und schwarzem Biotit zusammengesetzt und zeigte im Dünnschliff beim Quarz die Eigenschaften des gewöhnlichen granitischen Quarzes: wasserklare Einschlüsse, darunter Flüssigkeitseinschlüsse, und ziemlich viel nadelförmige Krystalle von Zirkon. Der Feldspat war meist Orthoklas, doch kam auch gestreifter Plagioklas vor. Vereinzelt fanden sich Körner von Apatit. Ein zweites ebenfalls typisches Stück aus dem Westrand der Ellipse mit ausgesprochener Paralleltextur bestand aus weißem Feldspat, gelblichem Quarz und schwarzem Glimmer („Granit oder granitischer Gneis") und zeigte u. d. M.: Quarz, farblos oder durch massenhafte winzige Einschlüsse getrübt; auf den Sprüngen feine Häutchen von gelbem Eisenhydroxyd; Orthoklas, zuweilen

[1]) Fiedler erwähnt auch makroskopischen Titanit. (Reise durch alle Teile des Königreichs Griechenland, II, 1841, S. 312.)

in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz; Plagioklas sehr spärlich, braunen Biotit, ganz vereinzelt weißen Muscovit, zum Teil in regelmäßiger Verwachsung mit Biotit; Turmalin in unregelmäßig begrenzten Körnern, blau oder blau und bläulich; Krystalle von Titanit vereinzelt; kleine Prismen von farblosem Apatit. Ein weiteres, weniger verbreitetes und sehr feinkörniges Gestein aus der Wechsellagerung von Schiefergranit mit injizierten Schiefern im NW der Ellipse, bei dem mit der Lupe Quarz und davon durch die Spaltbarkeit sich unterscheidende Feldspatkörner, dazu größere Körnchen zu sehen waren („granulitähnliches Gestein, aber ohne Granat") ergab im Dünnschliff Quarz und Feldspat farblos und klar; der Quarz zeigte meist undulöse Auslöschung; der Feldspat war teils Orthoklas, teils Plagioklas mit polysynthetischer Zwillingsbildung. Sehr reichlich trat Biotit auf in schmutziggrauen Körnern, bunt polarisierend; auch Titanit in meist kleinen, keilförmigen Kryställchen grau und mit starkem Relief hervortretend, war häufig. Eine letzte, wiederum typisch, geschieferte Probe, diesmal genommen aus einer starken Schiefergraniteinlage, die der Flasergranit unweit östlich der Stadt einschließt, ein glimmerarmer Zweiglimmergranit („Zweiglimmergneis"), bei dem makroskopisch Körner von fettglänzendem Quarz, deutlich spaltbarer Feldspat und Blättchen von Glimmer, meist braunschwarzem Biotit, weniger hellem Muscovit zu erkennen waren, ergab folgende mikroskopische Analyse: Der Quarz bildet farblose Aggregate von stark ineinander übergreifenden Körnern von wasserklarer Beschaffenheit; als Einschlüsse darin häufig Blättchen von braunem Glimmer, Körnchen von Zirkon, Nadeln von Apatit und zahlreiche, äußerst feine Nadeln, die auch bei sehr starker Vergrößerung als schwache gerade Linien erscheinen. Der Feldspat ist trübe, meist Orthoklas, doch auch Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Biotit in braunen Fetzen ist der überwiegende glimmerige Gemengteil, farbloser, faseriger Muscovit tritt zurück; etwas grüne, chloritische Substanz kommt vor sowie größere Körner von Apatit und von schwarzem Magnetit.

Die eruptive Natur des Schiefergranites wurde in seinem Hauptteil gänzlich verkannt[1]). Da er nämlich, wie gesagt, in

[1]) Es ist bezeichnend, daß die älteren Geologen, Boblaye und Virlet, und Fiedler den Schiefergranit von Náxos als Granit, nicht als Gneis, zum Teil wenigstens, kennzeichnen. Besonders interessant ist folgende Auffassung Fiedlers über den Bau der Insel: „Geognostisch kann man Naxos als einen großen Gebirgsstock betrachten, der aus Granit besteht, welcher sich am höchsten im nördlichen Teil der Insel hebt. Seine Seiten sind mit Gneis und Glimmerschiefer, die Höhen aber mächtig mit weißem Urkalk bedeckt." (Reise, II, S. 291).

der Regel lakkolithartig, also konkordant aus der Basis der untersten Schichten der krystallinen Serie heraustritt, deren Faltungen mitmacht und überdies mit Marmor- und Schiefer-(Metagneis-)Einlagen wechsellagert, so wurde er für Urgneis gehalten, das tiefste Glied der krystallinen Urschichten. Die nähere Untersuchung aber ergibt eine Reihe von Winken und Beweisen, an deren Spitze die vielfach konstatierte durchgreifende Lagerung des Granites in bezug auf sein Nebengestein, die die eruptive Natur desselben außer Frage stellen. Zunächst gibt zu denken die Homogenität des Granites (von Varietäten natürlich abgesehen), nämlich der geschlossene Gesteinscharakter durch die ganze, auf mehrere 10 von Quadratkilometern in der Horizontalen und Hunderte von Metern in der Vertikalen aufgeschlossene Granitmasse, im Gegensatz zu der Ungleichartigkeit der Schiefer, die nach beiden Richtungen einen wechselnden petrographischen Charakter zeigen. Dann ist unser Gestein, was wir auch beim Flasergranit beobachteten, nicht immer parallel oder schiefrig struiert (bei solchen Texturen sind selbst nicht immer alle Glimmerblättchen orientiert), sondern es weist oft eine verworrene, bisweilen auch rein körnige Struktur auf. In diesen Fällen haben wir einen typischen, mehr oder weniger körnigen Granit vor uns, selbst nach der Bestimmung aus Handstücken, wie wir im vorstehenden bei der Dünnschliffbeschreibung sahen, — wenn auch die Bankung äußerlich bestehen bleibt. Umgekehrt kann oft letztere verschwinden bei erhaltener innerer Paralleltextur, das Gestein nimmt dann einen massigen Charakter an, so am erwähnten Berge von Apáno Kástro, wo man auf mehrere Meter Tiefe keine Bankung mehr wahrnimmt. Dabei verwittert es mehr oder weniger schalig, oft mit polyedrischer Absonderung und auch Felsenmeerbildung. Dieser massige Charakter zeigt sich in den inneren Partien der Granitellipse, gegen ihren Rand aber orientiert sich der Granit zu Bänken mit ausgesprochen schiefriger Textur, welche vielfach mit Metagneiseinlagen wechsellagern, die schließlich im Westen in dünnschiefrigen Glimmerschiefer übergehen. Das ganze Schiefergranitgebiet bietet jedoch nackte, felsige, aber malerisch gehauene Berge, die in schönem Landschaftskontrast gegen die sanften Gehänge der schiefrigen Granithülle abstechen, nach welchen hin der rauhe Charakter der Formen sich allmählich verliert. Wir beobachten ferner eine Art von Randfacies des Granites, indem wie am Ost- und Südrand der Ellipse der sonst braune Biotit eine sehr dunkle Farbe bekommt und infolge seines reichlichen Vorhandenseins dem hellen Gestein eine dunkelgraue Färbung erteilt. Ein Schliff dieses

Gesteins vom Südrande („Biotitgneis"), das aus weißen Körnern von Quarz und Feldspat und schwarzen Glimmerblättchen bestand, ergab folgende Analyse u. d. M.: „Quarz wasserklar, mit wenig Einschlüssen: Feldspat etwas trübe, sehr reichlich, sowohl Orthoklas als Plagioklas mit Zwillingslamellierung, die Lamellen auch nach zwei Gesetzen eingelagert. Biotit von außerordentlich dunkler Farbe; außerdem ein grünes, glimmerähnliches Mineral, vielleicht Chloritoid; unregelmäßig begrenzte Körner eines stark lichtbrechenden, daher mit rauhem Relief hervortretenden Minerals mit schwachem, aber deutlichem Pleochroismus, gelblich bis schwach violett, vermutlich Axinit; farblose Körner von Apatit und kleine Kryställchen von Zirkon sind häufig." Aber auch basische Putzen schließt der Schiefergranit ein, von denen ich einen am Kontakt des Granites mit dem Schiefer am Westrand der Ellipse antraf (Profil II und III) und aus einem anderen lose Stücke nahe am Ostrand der Granitellipse sammelte. Der erste Putzen, bis einigemal 10 Meter mächtig, besteht aus einem körnigen und geschieferten Olivingestein aus ölgrünem Olivin, blaßgrüner Hornblende, bronzeschillerndem Bronzit, schwärzlich grünem Pyroxen und weißem Muscovit. U. d. M. läßt dasselbe erkennen: farblosen, wasserklaren Olivin, farblose Hornblende (Tremolith), deren Schnitte senkrecht zum Prisma deutlich die beiden Spaltbarkeiten mit dem Winkel von ca. 140^0 zeigen; farblose Lamellen von Muscovit, oft gebogen. Bronzit mit bräunlichen Einschlüssen, Diopsid und schwarze Oktaederchen, opak, aber vermutlich Pikotit, nicht Magnetit. Es verwittert zu einer serpentinischen Masse mit Einstellung von größeren Chloritschuppen zunächst und wird von weißen und hellgrünlichen Adern durchzogen aus glimmerigem Kalkstein, äußerst dicht, splitterig brechend und zahlreiche, z. T. silberglänzende, z. T. messinggelbe Glimmerblättchen enthaltend, er ist u. d. M. aus sehr kleinen Kalkspatkörnern zusammengesetzt, zwischen denen zahlreiche und öfters große hellgefärbte bis farblose, lebhaft bunt polarisierende Glimmerlamellen liegen. Die lose gesammelten Stücke bilden ein zuckerkörniges, geschiefertes Olivingestein aus gelblichen Körnern von Olivin, grünem Pyroxen mit deutlicher Spaltbarkeit und kleinen schwarzen Körnchen eines Spinells. Im Dünnschliff erkennt man farblosen Olivin mit unregelmäßig verlaufenden Sprüngen, rhombischen Pyroxen-Bronzit mit den charakteristischen Einlagerungen und gerader Auslöschung und einen monoklinen Pyroxen-Diopsid mit scharf und gerade verlaufenden Spaltungsrissen; die makroskopisch schwarz erscheinenden Körner werden mit brauner Farbe durchsichtig

und gehören dem Pikotit an. Es liegt hiernach ein „Iherzolithartiges Gestein“ vor.

Des weiteren begegnen uns Kontakterscheinungen, und zwar im nordwestlichen Rand der Granitellipse. Hier ist die Schieferhülle, nach außen ein dünnschiefriger Biotitschiefer, mit zahlreichen, meist in der Längsrichtung der Hüllenzone in Zügen neben- und hintereinander angeordneten Schiefergranit- und Pegmatitgängen, welche den Biotitschiefer vielfach in ein hellgrünliches, dichtes und geschiefertes Gestein umgewandelt haben, bei dem makroskopisch keine Gemengteile zu erkennen sind, und das nach der mikroskopischen Analyse als ein „Augitschiefer oder Augit-Skapolithgestein“ anzusehen ist, bestehend aus einem farblosen Gemenge von Quarzkörnern, denen spärlich etwas Feldspat beigemengt ist, und aus Körnern und körnigen Aggregaten von Augit, dazwischen vielen kleinen keilförmigen Krystallen von Titanit und schwarzen Körnern von Magnetit. Der Skapolith erscheint in größeren farblosen Körnern mit deutlicher Spaltbarkeit und sehr lebhaften Polarisationsfarben. Auch etwas Serizitschiefer tritt wohl in derselben Zone auf. Fernerhin wird der Schiefergranit von zahlreichen, oft lagerartigen Gängen und Adern von Turmalin-Pegmatit, auch von Quarz durchzogen, die das Ganggefolge des Granites ausmachen und weit ins Nebengestein hineindringen. Auf diese letzteren werden wir später zurückkommen. Was die Pegmatite im Granit betrifft, so haben sie verschiedene Dimensionen und Streichrichtung, sind unregelmäßig gebaut und führen wenig Glimmer (meist Muscovit) sowie roten Granat. Im Südteil der Granitellipse traf ich einen Pegmatitgang mit reichlichem Muscovit, zum Teil in gut ausgebildeten Krystallen und häufig mit Beryll in ziemlich großen, meergrünen, hexagonalen Prismen sowie mit Titanit. Das bald grobkörnige („Pegmatit“), bald etwas schwach geschieferte („Muscovitgneis“) Gestein aus Muscovit, weißem Feldspat und grauem Quarz, bei dem mit der Lupe vereinzelte schwarze Kryställchen von Granat und honiggelbe von Titanit zu erkennen waren, zeigte in dem ersteren Stück auch u. d. M. keine anderen Gemengteile. Der Quarz war wasserklar und reich an Einschlüssen; der Feldspat war etwas trübe und zeigte meist Zwillingslamellierung, war demnach größtenteils Plagioklas; farbloser Muscovit war sehr reichlich vorhanden und zuweilen innig verwachsen mit Quarz und Feldspat. Bei dem zweiten Schliff desselben Gesteins kamen u. d. M. in allen diesen Mineralien als Einschlüsse krystallographisch scharf begrenzte Nadeln von Zirkon vor, die zuweilen auch von gelben pleochroitischen

Höfen umgeben waren. Vereinzelt traten schwarze opake Aggregate von Magnetit auf. Im südlichen Teil der Granitellipse kommen außerdem glimmerarme bis -freie, turmalinlose in kleinen Adern, ähnlich denen des Flasergranites, vor.

Einen weiteren Beweis der eruptiven Natur des Schiefergranites liefert die unverkennbare Injektion, die derselbe auf seine Schieferhülle hervorrief, infolge deren er die letztere in eine Zone von injizierten Schiefern rund um die Granitellipse herum verwandelte, worauf ich später zurückzukommen habe.

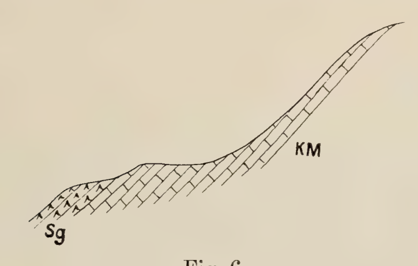


Fig. 6.
Profil am Südfuß des Bolibàs.
Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Komiaki-Stufe.

Einen letzten, fast unausbleiblichen solchen Beweis bietet das vielfach beobachtete Durchgreifen des Schiefergranites sowohl durch seine Gesteinshülle als auch durch die Lagen aus dem Nebengestein, die er einschließt. Besonders schön sehen wir den ersteren Fall bei Phaneroméni, am Westrand der Granitellipse, wo der Granit seine Schiefer- und Marmorhülle senkrecht zu deren Schichtstreichen durchschneidet und sich so über dem dortigen Feld ausgebreitet findet, sowie am oberen Ostende der Talschlucht tou Kanná am Nordostrand der Ellipse, wo der Granit die untersten Stufen der krystallinen Schichtserie durchbricht (s. Karte). Da der Granit auch am Westrand, etwa bei Mélanes, die krystallinen Schiefer durchbricht, drängt er auf der nordwestlichen Umrißhälfte der Granitellipse die unteren Gesteinsschichten zurück, die so als Einlagen im Schiefergranit erscheinen, und kommt auf diese Weise hier in Berührung mit dem Schiefer der Komiakì-Stufe. Sehr eigentümlich ist der Durchbruch des Granites durch die Marmorlagen, die er einschließt. Die stärkste davon, die samt den darin eingelagerten Granitzonen über 200 m mächtig ist, breitet sich über die Berge von Bolibàs und Kotzinàs[1]) in NNO—SSW-Richtung

[1]) Eigentlich Zas, wie mancher Berggipfel auf Naxos heißt.

aus. Ihre auf dem Kopf stehenden dicken und grobkörnigen Bänke sind bis zur Fächerstruktur zusammengepreßt, und am Liegenden derselben beißt zu beiden Seiten der Fächermulde injizierter Schiefer der untersten krystallinen Stufe aus (Profile II und III; Fig. 5). Schon die Unregelmäßigkeit der in dieser Marmoreinlage eingeschalteten Schiefergranitzonen verrät einen Nachschub der letzteren, nicht etwa eine normale Wechsellagerung beider Gesteinsarten. Am Südfuß von Bolibàs und am Nordfuß von Kotzinàs verschwindet nun der Marmor auf einmal in seiner ganzen, viele Meter messenden und W—O, also senkrecht zum Muldenstreichen gerichteten Breite, als wäre er in dieser Richtung horizontal abgeschnitten, und macht dem Schiefergranit Platz, dessen Bänke nämlich die natürliche Fortsetzung der

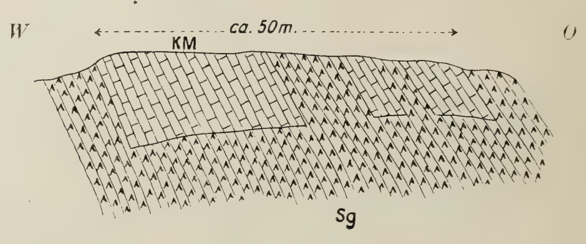


Fig. 7.
Profil am Berge Nyphiótissa.
Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Keramotì-Stufe.

Marmorbänke übernehmen, welch letztere unter dem Granit, so mit südlichem (SSW-) Fallen am Südfuß von Bolibàs, verschwinden (Fig. 6, im Vergleich mit Profil II und III). Es liegt also kein Auskeilen, aber auch keine horizontale Verschiebung der Marmoreinlage vor, und das Verhältnis ist einfach ein Durchgreifen des Granites durch die Einlage, und wir müssen uns alsdann denken, daß der Granit einst die ganze Gegend von Bolibàs und Kotzinàs bedeckte, von wo er allmählich durch Erosion entfernt wurde, wie wir ja auch tatsächlich Marmorlagen im Granit vorfinden, so am benachbarten Berg von Nyphiótissa und an Kóronos (Profile I, II und III), die sich noch im Stadium dieses Sichbloßlegens befinden. Ähnliche Verhältnisse treffen wir bei den kleineren Marmorlagen des eben erwähnten und östlich von Bolibàs folgenden Schiefergranitberges von Nyphiótissa (Profile II und III), wo die stark östlich geneigten und NNO streichenden Marmorbänke am südlichen Vorfuß des Berges plötzlich in ihrer ganzen Breite abbrechen und ihre Fortsetzung in ihrer Streichrichtung der Schiefergranit

aufnimmt, vielfach mit injiziertem Schiefer vermengt (Fig. 7 und 8). Auch das Profil der Figur 9, beobachtet an den Westgehängen vom Kotzinàs, nördlich gegenüber von Kephalì tou Bolibà, zeigt ganz klar ein Durchgreifen des Schiefergranites durch den Marmor. Noch andere derartige Lagerungsverhältnisse lassen sich am Südabhang des hohen Schiefergranitberges von Kóronos wahrnehmen, wo zwei Reihen aus einzelnen Marmorlagen mit westlichem Einfallen herunterziehen (Profil I); die Einzellagen brechen zum Teil an ihren Enden ab, und es ist klar, daß sie einst je in einer Reihe zusammenhängende Lagen bildeten, die dann vom Granitmagma zerspalten und überflutet wurden und



Fig. 8.
Landschaftsbild des vorigen natürlichen Profils der Fig. 7.
Hell = Marmor, dunkel = Schiefergranit usw.

nunmehr bloßgelegt sind. Oberhalb davon, beim Übergang des Passes sto strogylò Vounò zwischen Keramotì und Skepóni, wird man überrascht, oben am granitischen Gehänge eine Schar von weißen Marmorköpfen herausblicken zu sehen. Es handelt sich hier offenbar um eine weitere Einlagerung in der Tiefe, die erst jetzt anfängt, durch Abtragung seiner Granithülle an den Tag zu treten. Auf der Anhöhe oberhalb dieses Gehänges sieht man kleine Schiefergranitbuckel an der Marmordecke aufsitzen; diese Erosionsreste mögen ursprünglich in Spalten des Marmors aufgestiegen sein.

Nach alledem kann es nicht zweifelhaft sein, daß der Schiefergranit ein echter Granit ist, und es erübrigt noch die Frage, ob seine Eruption in Zusammenhang mit der ältesten Faltung des Grundgebirges steht, und wodurch der Granit seine parallele Textur bekam.

Zunächst vermögen wir über das Eruptionsalter des Schiefergranites, wie schon erwähnt, nichts Bestimmtes auszusagen. Wir können jedoch behaupten, daß er mindestens eben so alt ist wie die älteste Faltung des Grundgebirges, diejenige mit N 25° O gerichteter Achse, da der Granit an allen Bewegungen desselben Teil nimmt. Ist dem aber so, dann erhebt sich die Frage, ob denn nicht beide Vorgänge: Faltung und Eruption, in Abhängigkeit zueinander stehen.

Daß die Struktur des Schiefergranites durch die Gebirgspressungen, denen dieser nach seiner Eruption unterworfen gewesen ist, mehr oder weniger beeinflußt wurde, das dürfen wir wohl, bei den wiederholten und starken Druckwirkungen, die das Grundgebirge erlitt, und denen zufolge der Schiefergranit und der Marmor bisweilen zu Grus bzw. zu Sand zermalmt

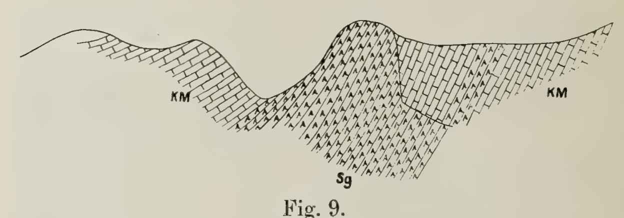


Fig. 9.
Profil am Westgehänge des Kotzinàs.
Sg = Schiefergranit. KM = Marmor der Komiakì-Stufe.

wurden, von vornherein annehmen. Aber zu dieser Annahme drängt es dann, wenn wir noch sehen, einerseits, daß die Pegmatitgänge, die doch erst nach der Erkaltung des Schiefergranites erumpierten, in dessen Bänken sie quer einsetzten, oft mehr oder weniger geschiefert sind, andererseits, daß der Smirgel, der nach unserer Annahme (S. 191 ff.) der pneumatolytischen Periode der Schiefergraniteruption entstammen dürfte, häufig eine plattige, oft auch eine ausgesprochen schiefrige Textur besitzt, und daß seine Lagerstätten in jedem Fall gefältelt erscheinen. Übrigens sahen wir auch beim Flasergranit Schieferungswirkungen durch einen nach der Eruption eingetretenen Gebirgsdruck. Daß aber die Textur des Schiefergranites ausschließlich oder vielleicht selbst hauptsächlich durch solche nach der Graniteruption stattgehabten Pressungen zu erklären ist, dagegen sprechen andere Erscheinungen. So sehen wir zunächst den Schiefergranit eine langgestreckte elliptische Gestalt in der NNO-Richtung der ältesten Faltung annehmen und die Marmor- und Schiefereinlagen in demselben Granit

sich auch nach derselben Richtung ordnen (s. Karte Taf. III). Diese Verhältnisse sind aber ungezwungen erklärlich durch einen Gebirgsdruck in der Richtung O—W, der die Graniteruption veranlaßte und dem emporbrechenden Magma eine bestimmte Flußrichtung — die Faltungsrichtung — zuwies. Diese Annahme wird nun dadurch bestätigt, daß wir zuweilen beobachten, daß grobkörniger und zum Teil nur schwachplattiger Pegmatit ausgesprochen parallel struierten Schiefergranit senkrecht zu dessen Bankstreichen durchsetzt. Zwar nehmen wir an anderen Stellen wahr, daß sich aus gut geschieferten und regelmäßig mittelkörnigen Pegmatiten kleine grobkörnige und nicht geschieferte Adern senkrecht zur Gang- und Schieferungsebene des Pegmatites loslösen, und es ist demnach klar, daß das mehr oder weniger körnige oder parallele Gefüge eines Ganges außer von der Größe desselben und seines Kornes auch von der Richtung seiner Achse in bezug auf den betreffenden Gebirgsdruck abhängig ist; aber in unserem Falle scheint es mir kaum annehmbar, daß der Gebirgsdruck den Granit so schön geschiefert hätte, ohne daß er auch den ihn durchsetzenden und zum Teil, wie gesagt, rein körnigen Pegmatit — selbst bei dessen senkrechter Position in bezug auf die durchschnittenen Schiefergranitbänke, was die ungünstigsten Lagerungsbedingungen zur Schieferung des Pegmatites sind — etwas tiefer in seiner Textur beeinflußt hätte. Dann aber müßte der Granit schon schiefrig gewesen sein, als ihn der Pegmatit durchbrach, und da dieser doch wohl nicht allzu lange Zeit nach der Erkaltung des Granites zur Eruption gelangte, so ist die Schiefrigkeit und Bankabsonderung des letzteren durch Piezokrystallisation entstanden zu denken, also aus dem faltenden Druck, der zugleich die Graniteruption veranlaßte. Und wenn wir anderswo (so in der Umgebung von Mavrovoúni, Profil I) sehen, daß die Pegmatitzüge die gefalteten krystallinen Schichten senkrecht zu deren Schicht- und Faltungsstreichen durchsetzen, so schließen wir weiter, daß der genannte Druck noch eine Faltung des Grundgebirges vor der Pegmatiteruption bewirkt hatte. Für eine Piezokrystallisation dürfte, ferner, die im allgemeinen allmähliche Zunahme der Schiefrigkeit des Granites von den inneren Partien der Ellipse, wo der Schiefergranit, und zum Teil ihre Schiefereinlagen, feingefältelt ist, nach dem Rande (besonders dem Westrand) zu sprechen, entsprechend der ungleichen Spannung in den verschiedenen Teilen des Granitmagmas, das wohl am größten an der Peripherie beansprucht war, wo auch die in der schiefrigen Granithülle eingeschalteten Granitlagen und Pegmatite besonders schiefrig erscheinen.

Endlich dürfte die ganze Tektonik des Grundgebirges vielleicht für eine ursprüngliche Faltung in Begleitung der Schiefergraniteruption sprechen, wobei noch eine eigene Magmaenergie zum Ausdruck käme — was wiederum zu Piezokrystallisation führen würde. Wir sehen in der Tat die Schichten beiderseits der Granitellipse im unmittelbaren Kontakt und in der Nähe davon besonders steil aufgerichtet und bei den Marmoreinlagen im Granit lokal bis zur Fächerstruktur sogar geschnürt (Profile I, II und III). Dabei haben sich die Schichten zu beiden Seiten der Ellipse zu schiefen Falten zusammengelegt, deren Steilheit mit wachsender Entfernung von ihr im allgemeinen abnimmt, wenn dies auch zum Teil von petrographischen Gründen (Anwesenheit des starreren Marmors in den äußeren Ostpartien) abhängt, und zwar sind die steileren Schenkel der schiefen Mulden im allgemeinen der Ellipse zugewandt. Ich erkläre diese ziemlich gesetzmäßigen Verhältnisse durch die Schiefergraniteruption, die die Schichten am Kontakt hob (Profil I) und zum Teil fältelte (Profil II, links), und die zugleich von einem faltenden Druck begleitet war, gegen den die eigene Magmaenergie zurückwirkte, seinen Effekt verstärkend, und dadurch die obige Struktur und Anordnung der Falten hervorrief. Für die eigene Energie des Magmas sprechen aber gewisse Lagerungsverhältnisse, wie die in Figur 9 dargestellten, oder das Zersprengen von Marmoreinlagen durch das Magma (Kóronos-Berg), wovon früher die Rede war, und welche durch den Gebirgsdruck allein nicht genügend erklärt werden können. — Daß bei solch energischen Druckwirkungen das Grundgebirge im Innern tief erschüttert und zerspalten wurde, versteht sich von selbst; und das zeigt auch das Ganggefolge des Schiefergranites, das überall und oft in Überfülle in die krystalline Schichtmasse eingedrungen ist. —

Der Schiefergranit nun, dessen Eigenschaften wir im vorigen kennen gelernt haben, hat zunächst eine unmittelbar zu beobachtende Kontaktwirkung auf die krystalline Schichtfolge ausgeübt, die sich in einer Injizierung der schiefrigen Granithülle äußerte und die ganze Erscheinungsweise der Serie in ihrer Krystallinität und Beschaffenheit deutet weiter darauf hin, daß sie ihre Metamorphose derselben Graniteruption verdanken dürfte, mit dem Vorbehalt allerdings, daß die Serie möglicherweise schon früher, und zwar durch den Flasergranit, wenigstens in ihren unteren Teilen, krystallin geworden war; auf diese letztere Wirkung werde ich noch zurückkommen. Um die fragliche Metamorphose durch den Schiefergranit kennen zu lernen, müssen wir nunmehr die Eigenschaften der krystal-

linen Schichtserie etwas näher ins Auge fassen. Zuvor aber wollen wir einen Blick werfen auf die Altersverhältnisse derselben.

Wir besitzen leider keinen Anhaltspunkt, um das Alter der krystallinen Schichtenfolge von Náxos und diejenige der Kykladen überhaupt sicher zu beurteilen, und nur auf Vermutungen sind wir über deren obere Altersgrenze angewiesen, die aber eine wichtige Aufklärung durch die in den letzten Jahren bekanntgewordenen Verhältnisse auf dem benachbarten Euböa gewinnt. Was speziell das kykladische Grundgebirge, von dem Náxos ja ein Bruchstück darstellt, außerhalb dieser Insel betrifft, so ist auch seine Tektonik noch wenig bekannt, und wir wissen zum Beispiel nicht, ob es sich um eine einheitliche Folge der Schichtserien handelt, oder ob Diskordanzen in ihnen vorkommen. Wenn nun PHILIPPSON von einer „mantelförmig diskordanten Umlagerung" der „Gneise" von Ios durch die Schiefer der „Übergangszone" (Wechsellagerung von Gneisen und Glimmerschiefern, Quarzitschiefern und Quarzen) sowie durch die Schiefermarmorgruppe spricht[1]) und daraus den Schluß zieht, daß die Faltung der Gneise älter ist und in der Richtung unabhängig von derjenigen der Schiefer[2]), so scheint es mir aus der betreffenden Schilderung — aus eigener Anschauung kenne ich freilich die Verhältnisse nicht — daß es sich vielleicht hier nicht um eine tektonische Diskordanz, sondern vielmehr um den Aufbruch einer Schiefergranitmasse (der „Gneise") in die krystalline Schichtgruppe handelt, ähnlich wie auf Náxos der Schiefergranit mitten aus derselben emporsteigt. Um so mehr, als PHILIPPSON für nicht ausgeschlossen hält, daß die Schiefermarmorgruppe von Ios ein Äquivalent der „Marmorgneisgruppe" von Náxos (entsprechend den unteren Schichtstufen nach meiner Gliederung) darstellt[3]), während ich nirgends eine Diskordanz in der krystallinen Schichtfolge hier konstatierte, und eine lokal auftretende scheinbar unkonforme Lagerung des Apíranthos-Schiefers zwischen Amómaxi- und Phanári-Marmor (am Amómaxi-Berg) als Folge von Abschnürung des ersteren dort gedeutet werden muß, oder eine von der Ferne scheinbare Diskordanz des Liónasschiefers auf dem Phanári-Marmor (Berg Skoúpelos in Amómaxi) eine Folge von ungleicher Druckwirkung auf Schiefer und Marmor ist. Eine obere Altersgrenze des kykladischen Gebirges soll ein Dolomit auf Kéa von an-

---

[1]) Beiträge, S. 92—93.
[2]) Beiträge, S. 143—149.
[3]) Beiträge, S. 148—145.

geblich untercretaceischem Alter geben, der den Glimmerschiefer diskordant überlagert[1]). Doch dürfte diese Grenze allerdings iefer liegen. Das Alter der unteren Sedimente von Náxos ist jedoch unbekannt. Sie ruhen, wie wir sahen, auf dem bloßgelegten Flasergranit, der demnach, und noch mehr die krystalline Schichtfolge, die diesen durchbricht, noch älter als die Sedimente ist. Anderseits habe ich gezeigt, daß der obere Marmor, aus welchem die Insel Iraklià hauptsächlich besteht, und der stratigraphisch unserem Zas-Marmor von Náxos angehört, höchst wahrscheinlich aus dichtem, dem Kreidekalk der griechischen Gebirge durchaus ähnlichem Kalk hervorging[2]); die Hypothese aber, daß der Zas-Marmor ein Kreidealter besitze, würde nicht vereinbar sein mit einem höheren Alter der Sedimente von Náxos, denn der Schiefergranit hier, der jünger als der Flasergranit ist, und von dem die Metamorphose der krystallinen Schichtfolge hauptsächlich herrühren dürfte, hätte, wie schon früher bemerkt, auch die Sedimente beeinflußt, wie er dies für die ganze Serie getan hat. Daraus würde folgen, daß selbst die oberen Stufen der krystallinen Serie von Náxos älter sind als die dortigen Sedimente, was übrigens aus der gesamten Erscheinungsweise und Einheitlichkeit der Serie einerseits und der angelagerten Sedimente andererseits erhellt. Ferner besteht die Náxos benachbarte Insel Amorgòs zum großen Teil aus Tonschiefern und Grauwacken von nicht näher bekannt gewordenem, aber vermutlich devonischem Alter[3]), die von einer mächtigen Kalkmasse wahrscheinlich cretacischen Alters überlagert werden soll[4]). Wir wissen aber nicht das tektonische Verhältnis derselben zum Grundgebirge, das auf Amorgòs nicht zutage zu treten scheint. Die genannten älteren Bildungen werden noch auf Anáphi und Santorín angegeben.

Nun hat aber neuerdings Deprat gezeigt[5]), daß das krystalline Grundgebirge von Euböa, mit welchem, wie mit dem attischen, das kykladische eine einst zusammenhängende Masse bildete, diskordant überlagert wird von paläozoischen Schichten, die zum Teil dem Carbon (Fusulinenkalk), zum Teil sehr wahrscheinlich dem Devon angehören, und dieser Umstand fällt

---

[1]) Philippson: Beiträge, S. 44 und 155.

[2]) *Ἡ νῆσος Ἡρακλειὰ καὶ ἡ σμύρις αὐτῆς.* (Die Insel Iraklià und ihr Smirgel.) *Ἀρχιμήδης*, Jahrg. VII, 1906, S. 64—70. Referat im Geol. Zentralbl., Bd. VIII, Nr. 1516.

[3]) Lepsius: Geologie von Attika, S. 80 - 81.

[4]) Philippson: Beiträge, S. 100.

[5]) Étude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Besançon 1904, S. 40—42.

jedenfalls ins Gewicht bei der Beurteilung der beiden anderen Gebirge, für die also auch jene Altersgrenze sehr wahrscheinlich Giltigkeit hat. Deprat betrachtet allerdings sowohl das euböische wie das kykladische Gebirge als archäisch[1]). Für das attische nahm Lepsius, wie wir sahen, ein azoisches Alter an, ohne ein paläozoisches oder selbst triasisches auszuschließen, dagegen erklärte sich darüber Cayeux[2]) für ein triasisches auf Grund seiner Untersuchungen des Grundgebirges von Kreta, das er der oberen Trias zurechnet und möglicherweise auch etwas in den Lias verlegt. Diesen Schluß wendet er auch auf das Grundgebirge des Peloponnes, das in der unmittelbaren Fortsetzung des ersteren liegt, sowie auf das attische an. Neuerdings nehmen auch Renz[3]) ein älteres mesozoisches und Ktenas und Triantaphyllidis[4]) ein jurassisches oder triasisches Alter des letzteren an.

Die krystalline Schichtserie von Náxos, zu deren Beschreibung wir nun übergehen, indem wir von den tiefsten und innersten Schichtstufen beginnen und zu den obersten und äußersten der Reihe nach fortschreiten[5]), besteht, wie öfter erwähnt, aus einer sehr oft wiederholten Wechsellagerung von

---

[1]) a. a. O. S. 34—35 und 118.

[2]) Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. C. R. Ac. Sc, t. **134**, 1902, S. 1116—1119; Referat im Geol. Zentralbl., Bd. VII, Nr. 334.

[3]) Über das ältere Mesozoikum Griechenlands. Compte rendu X. Congrès géol. Internat., Mexico 1906.

[4]) *Ἡ ἡλικία τῶν περὶ τὰς Ἀθήνας ἀσβεστολιθικῶν στρωμάτων.* (Das Alter der Kalkschichten bei Athen.) Vorläufige Mitteilung. Bull. d. naturforsch. Ges. in Athen, Jahrg. II, 1907, S. 217—219. Referat im Geol. Zentralbl., Bd. IX, Nr. 180.

[5]) Die nachfolgende Gliederung der Serie beruht, in Ermangelung von paläontologischen Merkmalen, auf der Wechsellagerung von mächtigeren, dabei beständigeren Schiefer- und Marmorlagen, die als Stufen bezeichnet werden, und welche dünnere, daher unkonstante Marmor- und Schieferlinsen führen, die den Übergang der ersteren zueinander ermöglichen. Das Verfolgen und Wiedererkennen dieser verschiedenen Gesteinshorizonte war — trotz der außerordentlichen Schärfe der natürlichen Profile, die sich überall an den kahlen Bergen und Bergzügen der Insel darbieten — nicht immer leicht, da, abgesehen von dem häufigen Ineinandergreifen und -keilen der Schichten, oft ähnliche Gesteinstypen in verschiedenen Horizonten, verschiedene Typen dagegen in einem Horizont vorkommen. — In meiner vorläufigen Mitteilung über den Bau von Náxos spreche ich von der Komiakì-Stufe als von der untersten, jetzt aber erweist sich zweckmäßiger, die mächtige darin vorkommende Marmorlage als besondere Stufe auszusondern, und so erstere in die drei Stufen von Halónos, Keramotì und Komiakì zu gliedern. — Wegen ihrer geringen Breite wurden die Nebenlagen in der Karte meist nicht berücksichtigt.

krystallinen Schiefern und Kalken in vielfach ineinander auskeilenden oder miteinander verwachsenden Lagen und Linsen von überaus schwankenden Dimensionen und stellt somit ursprünglich wesentlich eine normale Sedimentfolge dar, deren Mächtigkeit auf einem gegebenen Durchschnitt (z. B. Profil II) 2 km weit übersteigt. Als unterste Glieder erscheinen durchweg injizierte Schiefer auf dem Schiefergranit ruhend, darauf grobkörniger, vollkrystalliner Marmor, und aus denselben Gesteinen bestehen ebenfalls die fremden Einlagen des Schiefergranites, die dieser bei seiner Eruption aus dem Nebengestein losriß und einhüllte. Untersuchen wir zunächst die letzteren: sie sind am vollständigsten vom Granit beeinflußt worden, weil sie in innigste Berührung mit ihm kamen.

In den Profilen I, II und III und Fig. 5 haben wir natürliche Schnitte durch diese Einlagen am Kóronosberg und in der Umgebung von Bolibàs. Der Liegendschiefer der Marmoreinlage am letztgenannten Ort, zur Halónos-Stufe gehörig, dem tiefsten Glied der krystallinen Schichtfolge, ist ein mehr oder weniger injizierter Granatglimmerschiefer (Zweiglimmer-, auch Muscovit-, seltener Biotitschiefer), der vielfach mit Schiefergraniteinlagen vermengt ist. Er besteht aus einer Wechsellagerung von feinen dunklen Lagen aus ziemlich breiten, oft gut ausgebildeten und lebhaft glänzenden Glimmerblättchen, dünnen graulichen Platten von Quarz und Linsen von einem weißen oder oft durch Zersetzung gelblich oder rötlich gefärbten granitischen oder aplitischen (glimmerarmen bis -freien) Gemenge von feinkörnigem und bisweilen mittelkörnigem Feldspat, Quarz und Glimmer, das außerdem zwischen die einzelnen Schuppen der Glimmerlagen eindringt und dieselben miteinander verkittet. Oft tritt das Gemenge in dickeren (über 1 cm) Lagen auf, die sich in nichts vom gewöhnlichen Granit unterscheiden. Die gelbroten Gemenge-Linsen stechen häufig ab gegen die hellgrauen Quarzlagen, von welchen sie sich dann sehr scharf absondern. An anderen Stellen (Kóronos) wechseln feine gelbe und rote Gemenge-Lagen mit solchen von schwarzem Biotit ab, und es entsteht dann ein schönfarbiges und dazu feingefältetes Schiefergestein. Die Natur und Anordnung des Gemenges, seine unregelmäßige Verteilung durch die Gesteinsmasse und seine oft unbestimmte Form und verworrene Lagerung lassen keinen Zweifel über seine Herkunft übrig und wir treffen in der Tat Gesteinspartien, die reiner Glimmerschiefer, also von der Injektion verschont geblieben sind. Ich gebe weiter unten ein paar mikroskopische Analysen von injiziertem Schiefer.

Fast alle Marmoreinlagen des Schiefergranites gehören zu

der Halónos nächstfolgenden Stufe von Keramotí. Sie ruhen meist, wie in Profil III ersichtlich, auf dem Halónos-Schiefer. Die bedeutendste davon ist die früher erwähnte der Umgebung von Bolibàs; — ihre Mächtigkeit, samt den darin eingeschalteten Schiefergranit- (nebst Metagneis-) Streifen übersteigt 200 m. Der dickbankige Marmor aller dieser Einlagen ist weiß oder schwach graulich-weiß, stellenweise getrübt durch Anhäufung von kleinen Graphitkörnchen, zum Teil auch ein wenig zipollinartig durch Einlagerungen von Glimmerschiefer wie die nachfolgenden Marmore, sowie von Amphibolgneis entwickelt. Er hat beim Schlagen stark bituminösen Geruch — wie alle Marmore von Náxos — und besteht aus meist ziemlich diaphanen Kalkspatindividuen von verschiedener Größe, die von etwa $^1/_2$ bis über 30 mm im Durchmesser schwankt[1]). Im Durchschnitt ist der Marmor unregelmäßig grobkörnig. Auf der Bruchfläche des Marmors erscheinen stark, und zwar etwas ins Perlmutterartige glänzende, bisweilen schwach gewölbte Spaltungsflächen sowie größere und kleinere Spaltungsrhomboeder in dreiseitiger Eckform. Die kleinen Graphitkörner, die dieser vollkrystalline Marmor einschließt, sind makroskopisch sichtbar und metallisch glänzend, auch sondern sich bisweilen kleine Aggregate von grünen Hornblendeprismen in Marmorfugen aus, und am Kontakt des Schiefergranites mit Marmoreinlagen in Kóronos entwickelt sich im ersteren reichlich Hornblende, die auch dem Gestein ein gebändertes Aussehen erteilt. Dasselbe („hornblendeführender Biotitgneis [Augengneis]“) besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit, viel Hornblende und etwas rotem Granat, zeigt sich u. d. M. sehr frisch, und läßt erkennen: Quarz wasserklar, Feldspat (fast nur Plagioklas) ebenfalls wasserklar und mit deutlichen Spaltungsrissen; Biotit braun, Hornblende grün, Titanit in grauen Körnern und keilförmigen Krystallen, Körner von Epidot und farblosen Apatit; Kryställchen von Zirkon und spärlich Magnetit.

Alle diese Eigenschaften des Marmors lassen wohl kaum Zweifel, daß er sie durch den unmittelbaren Kontakt mit dem Schiefergranit erwarb, um so mehr, als dieselben außerhalb der Einlagen mit der Entfernung vom Granit mehr und mehr verschwinden.

Wenn wir nun von diesen Einlagerungen zum Hauptkörper der krystallinen Schichtfolge übergehen, die sich ganz vor-

---

[1]) Als Grenzen der Korngröße nehmen wir etwa: feinkörnig unter 1 mm; mittelkörnig von 1 bis 2 mm; grobkörnig über 2 mm Korndurchmesser.

wiegend im Osten und Südosten der Schiefergranitellipse ausbreitet, so treffen wir zunächst, im unmittelbaren Kontakt mit ihr, rund um sie herum, injizierte Schiefer. Auf der südöstlichen Umrißhälfte der Granitellipse gehören sie der untersten oder Halónos-Stufe an, die sich ganz aus ihnen aufbaut, auf der nordwestlichen Hälfte dagegen der drittfolgenden oder Komiakì-Stufe, indem der Schiefergranit, wie wir früher bemerkten, diese beiden Stufen und die dazwischen von Keramoti in zwei etwa diametral entgegengesetzten Punkten durchbricht und so in unmittelbare Berührung mit dem Komiakì-Schiefer tritt. Die injizierten Schiefer bilden also den innersten Kontakthof des Schiefergranites, und zwar in einer Maximalbreite von $^1/_2$ km oder etwas darüber und in wechselnder Mächtigkeit. Die Grenzen aber sind nirgends scharf zu ziehen, da der Übergang des Schiefergranites zu den injizierten Schiefern und dieser zum Glimmerschiefer (und Amphibolschiefer) ein ganz allmählicher ist. Wo die Injektion den dicken, massigen Keramotì-Marmor im Osten der Granitellipse traf, ist sie nicht sehr weit hinein fortgeschritten, wo dagegen der Marmor dünner war, wie im Süden der Ellipse, hat sie sich weit mehr ausgebreitet.

Die injizierten Schiefer von Halónos bilden einen schmalen Halbring am südöstlichen Rand der Schiefergranitellipse. Petrographisch sind sie ähnlich den beschriebenen aus den Graniteinlagen, und wenn wir z. B. ein Handstück von dickbankigem Zweiglimmergneis aus dem Ostrande des Halónos-Plateaus oder westlich bei Keramotì mit einem Schiefergranitstück in typischer Ausbildung beider Gesteine — denn Übergänge sind stets vorhanden — vergleichen, so fällt trotz wesentlich derselben mineralischen Zusammensetzung ihr tiefgreifender Unterschied sofort ins Auge, der auf der grundverschiedenen ursprünglichen Entstehungsweise beider Gesteinsarten beruht. Denn während wir bei der Granitprobe ein massiges homogenes und zufällig mehr oder weniger geschiefertes Gestein vor uns haben, das aus einem innigen Gemenge von Feldspat und Quarz besteht, in welchem der Glimmer gewöhnlich kleine, mehr oder weniger orientierte, aber gewöhnlich regellos darin eingestreute Blättchen bildet, stellt sich dagegen das Gneisstück als ein normalschiefriges Gestein dar, welches charakterisiert wird durch Lagen aus breiteren, zusammenhängenden Glimmerschuppen, abwechselnd mit dünnen Quarzplatten und feinen Zügen aus dem Injektions-Gemenge, das meist noch die Glimmerlagen fein imprägniert und sich außerdem zu selbstständigen, bis mehrere Zentimeter dicken Lagen aussondert.

Und denkt man sich das fremde Gemenge weg, so haben wir einen typischen Glimmerschiefer; sieht man dagegen beim Schiefergranit von seiner Parallelstruktur ab, so entsteht ein normalkörniger Granit. Diese Voraussetzungen werden nun im Felde zu Tatsachen, indem, wie wir früher bemerkten, der Metagneis in Glimmerschiefer, der Schiefergranit oft in ziemlich körnigen Granit übergeht.

Man kann die Injektion noch in einigen Fällen gewissermaßen direkt auf der Tat ertappen. So kann man z. B. am Ostende des Halónos-Plateaus sehen, wie aus einem Pegmatitgang sich kleine Apophysen quer abspalten, um sich als dünne Gemenge-Einlagen im Gestein auszubreiten.

Eine größere Mannigfaltigkeit als bei der Halónos-Stufe zeigen die injizierten Schiefer von Komiakì. Außer den dickschiefrigen, zweiglimmerigen Varietäten, die die erstere Stufe und die inneren Teile der letzteren charakterisieren, kommen in den breiteren äußeren Partien von Komiakì dünnschiefrige, namentlich biotitische, auch muscovitische Abarten, ferner reichlich Hornblende- und Hornblendeepidot-Gneise vor. Die Mikroskopierung einer Probe aus den dickschiefrigen Varietäten vom Halónos-Typus („Zweiglimmergneis, glimmerschieferähnlich, reichlich schwarzer und weißer Glimmer [Biotit und Muscovit], ein durch Zersetzung und Bildung von Eisenhydroxyd gelblich gefärbtes Gemenge von Quarz und Feldspat“), genommen am nordöstlichen Rand der Granitellipse, ergab u. d. M.[1]: „Quarz wasserklar, auf Sprüngen feine Häutchen von Eisenhydroxyd, ebenso bei dem Feldspat, der teils Orthoklas, teils Plagioklas ist und an Menge hinter dem Quarz zurücksteht; Biotit braun, Muscovit farblos, vereinzelt Körner von blaßrotem Granat und Kryställchen von Zirkon.“ Die dünnschiefrigen Biotitgneise — sehr ausgesprochen schiefrige Gesteine — kommen namentlich in der nordwestlichen Granithülle vor, wo sie mit mächtigen Schiefergranitzonen — ausgezeichnet schiefrig — wechsellagern (eigentlich stellen erstere Einlagerungen im Schiefergranit), von denen sie oft gar nicht zu unterscheiden sind, und nach außen zu dünnschiefrigen Biotitschiefern übergehen, die den äußeren Saum der Hülle zusammensetzen. In Vergesellschaftung mit

[1]) Da diese Handstückbestimmung das Gestein einfach als „Zweiglimmergneis“ bezeichnet und nicht weiter aufschließen konnte, daß es einem injizierten Schiefer angehört, so gibt sie auch nicht näher an, ob der Glimmer auch als Bestandteil des Feldspat-Quarz-Gemenges vorkommt (granitisches Gemenge). Ist das Gemenge glimmerfrei, wie dies aus der ganzen Dünnschliffbeschreibung hervorzugehen scheint, dann ist es aplitisch.

den Gneisen treten hier noch reichlich Linsen von Hornblende- und Hornblendeepidot-Gneisen auf, die nach außen hin zu Hornblendeschiefern überleiten. Das ganze Gebiet wird erfüllt von zahlreichen Pegmatitgängen und Schiefergraniteinlagen in besonders schiefriger Ausbildung. Die Muscovitgneise kommen besonders im Süden der Granitellipse vor, mit Schiefergranitlagen vermengt, mit welchen sie zu verwechseln sind. Auch hier treffen wir Hornblende- und Epidotgesteine, die eine Hauptrolle spielen und in großer Mächtigkeit mit den übrigen Schiefern wechsellagern. Ein derartiges Stück von streifigem Hornblende-Epidotgneis, bestehend aus einem feinkörnigen Quarz-Feldspatgemenge mit schwarzen Streifen von Hornblende und gelblichgrünem Epidot, zeigte u. d. M. das Quarz-Feldspatgemenge farblos; den Feldspat zum Teil Orthoklas, zum Teil Plagioklas; die Hornblende sehr dunkel gefärbt und stark pleochroitisch — hellgelb, bräunlichgrün, blaugrün; Epidot blaßgelb bis farblos in reliefartig hervortretenden Körnern und Prismen, sehr reichlich vorhanden; nur spärlich braune Fetzen von Biotit und etwas Titanit in keilförmigen Krystallen. Auch diese Hornblendegneise gehen in Hornblendeschiefer (feldspatfrei) über, und es scheint mir kaum zweifelhaft, daß erstere überhaupt kontaktmetamorphe (Injektions-) Produkte der letzteren darstellen, um so mehr, als der Hornblendeschiefer ein wichtiger Bestandteil der Glimmerschieferformation von Komiakì ist, dessen Analogon bei den injizierten Schiefern der Hornblendegneis ist. Ein Stück aus jenem Hornblendeschiefer („Amphibolitschiefer"), das mikroskopisch aus schwärzlichen Nadeln und nadeligen Aggregaten von Hornblende und grauen oder gelblichen körnigen Massen von Quarz bestand, lieferte im Dünnschliff: Hornblende, stark pleochroitisch — gelblich, grün, blaugrün; Zoisit, rauh aussehend, mit Spaltungsrissen parallel der Längsrichtung, häufig gebogen; Quarz farblos und wasserklar; Epidot in rauhen, körnigen Aggregaten mit bunten Interferenzfarben; Titanit in grauen, unregelmäßig gestalteten Körnern; Rutil in orangegelben Krystallen und Körnern. — Am Ostrand der Granitellipse, wo am Hangenden des dicken Keramotì-Marmors die Injektion nur wenig vorgeschritten ist, sitzt auf demselben vielfach eine ziemlich mächtige Lage von Hornblendegneis, der als „Hornblende-Pyroxen-Granulit" ausgebildet ist und makroskopisch aus Hornblende, Quarz und Feldspat besteht. Das feinkörnige Gestein zeigt eine Art von Knotenbildung, indem das dunkle Element sich zu kleinen Linsen aussondert[1]). Im Dünnschliff

[1]) PHILIPPSON: Beiträge, S. 76, Fußnote, spricht von „Fleck-

erweist sich der Quarz vollkommen klar und farblos und der Feldspat spurenweise durch geringe Zersetzung getrübt; er enthält zahlreiche Einschlüsse und besteht etwa zur Hälfte aus Orthoklas, zur Hälfte aus gestreiftem Plagioklas; die Hornblende ist stark pleochroitisch, grün und gelblichgrün; dazu kommt reichlich Augit vor, blaßgrünlich bis fast farblos, fast immer mit Hornblende verwachsen, beide auch poikilitisch mit Feldspat verwachsen.

Mitten in den injizierten Schiefern erscheint die dem Halónos-Gneis nächstfolgende Stufe von Keramoti-Marmor als ein schmaler Halbring, der jenen Gneis begleitet und nach außen abgrenzt. — Zu unterst ist dieser Marmor durch mehrere parallele Schieferzüge gestreift und besitzt im ganzen eine Mächtigkeit von etwas über 100 m. Er ist weiß oder graulich, dickbankig und grobkörnig und gleicht dem oben beschriebenen aus den Einlagen des Schiefergranites, nur daß er nicht so vollkommen auskrystallisiert ist wie jener, mit scharfen Spaltungsrhomboedern auf den Bruchflächen. Er führt bisweilen Granat, auch kleine Putzen von körnigem Smirgel.

Wie gesagt, gehen die injizierten Schiefer nach außen in die Glimmerschiefer (und Hornblendeschiefer) der Komiakìstufe allmählich über. Diese Glimmerschiefer umschließen also die erstgenannten Schiefer als weiterer konzentrischer Ring um die Granitellipse. Ihre Breite auf der Karte schwankt von einigen hundert Metern bis etwa 3 km, und ihre Schichtmächtigkeit geht wohl bis über 500 m. Sie sind hauptsächlich von Biotitschiefer, dann noch von Zweiglimmerschiefer und etwas Muscovitschiefer gebildet, und zwar treten alle diese Varietäten in verschiedenen Ausbildungsformen auf. Dazu kommt als sehr häufiger Bestandteil der Stufe Hornblendeschiefer in ebenfalls verschiedener Kornausbildung (vgl. oben die mikroskopische Analyse einer Probe). Auch etwas Talk-, Chlorit- und Quarzitschiefer sowie Schiefergraniteinlagen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Stufe, letztere namentlich in ihren unteren Teilen. Der Biotitschiefer ist dick- bis dünnschiefrig, mit stark ausgeprägter schiefriger Struktur und in der Regel braunem, leicht verwitterndem Biotit in reichlicher, oft überwiegender Menge. Deshalb erscheint dieser Schiefer stets mehr oder weniger zersetzt, während andere Abarten mit schwarzem, also sehr

---

schiefern" aus der Schieferzone β (meiner Komiakì-Stufe), die vielleicht unser Knotenschiefer sind oder zu dessen Gruppe gehören. Er spricht ferner, Beiträge, S. 84 und 143, von dichten, äußerlich an Knotenschiefer erinnernden schwarzgrünen Schiefern („pyroxenführende Hornblendeschiefer" nach Bergeat) aus Pholégandros und gibt deren mikroskopische Zusammensetzung auf S. 84 an.

dunklem Biotit und vorherrschendem Quarz sich frisch erhalten. Neben dem Biotit tritt häufig etwas Muscovit und als charakteristischer Übergemengteil roter Granat, seltener Turmalin auf. Ein Schliff eines Gesteins mit braunem Biotit zeigte u. d. M. farblosen und wasserklaren Quarz und braunen Biotit; sodann vereinzelt dünne Prismen von hellbraunem Turmalin, Körner von farblosem Apatit und von Zirkon, sehr spärlich schwarze Körnchen von Magnetit. Eine zweite, ähnliche Probe, bestehend aus kleinen Blättchen von Biotit, Körnchen von Quarz und braunem Eisenhydroxyd[1]) als Neubildungsprodukt ergab im Dünnschliff: Quarz in farblosen Körnern, die an Menge sehr hinter dem braunen Biotit zurücktraten, der die Hauptmasse des Gesteins bildete, dazu braunes Eisenhydroxyd. Ein anderes Stück mit schwarzem Biotit und häufigem Granat, bei dem mit der Lupe Biotit, vereinzelte Blättchen von Muscovit und Körner von Quarz und rotem Granat zu erkennen waren, zeigte im Dünnschliff: Quarz wasserklar, die Hauptmasse des Gesteins bildend; Biotit braun, sehr reichlich vorhanden; spärlich sind farblose Leistchen von Muscovit. Granat, schwach gefärbt, tritt in Körnern von sehr ungleichmäßiger Gestalt, wie zerfressen aussehend, auf; als Einschlüsse enthält er einzelne schwarze Körner von Magnetit, der auch sonst im Gestein auftritt; Zirkon in kleinen Kryställchen, besonders als Einschluß im Glimmer mit pleochroitischen Höfen; vereinzelt kommen kleine Prismen von Turmalin von ziemlich heller, bläulichbrauner Farbe vor. — Der Quarzitschiefer, (läßt u. d. M. Quarz mit schwarzen Einschlüssen vermutlich Graphit erkennen; sehr wenig Muscovit) ist dem Biotitschiefer untergeordnet eingelagert. Der Talkschiefer (kein Serizitschiefer) dagegen, in Vergesellschaftung mit Chloritschiefer, bildet eine ganz lokale Erscheinung südlich von Sagri bei Lichinópetraes (s. Karte), wo er von Putzen eines epidotführenden Amphibolits und eines weiße Albitadern führenden Augitgesteins durchsetzt wird, und daher als ein Kontaktprodukt aus Biotitschiefer, der in der Umgebung auftritt, angesehen werden muß. So ist auch der Talkschiefer von zahlreichen kleinen Ockerklümpchen durchlöchert, auch führt er schöne kleine Pyritwürfel umgewandelt in Limonit, ferner enthält der Chloritschiefer Strahlsteinprismen, die bisweilen zu Strahlsteinschiefer überleiten. Endlich wird der Talkschiefer von etwas Tremolitschiefer begleitet. Unser

[1]) Dieses ist oft mit angewittertem Injektionsgemenge zu verwechseln und der betreffende Glimmerschiefer kann für Gneis gehalten werden.

Augitgestein, dicht, grünlichgrau und mit der Lupe grünlichschwarze Nädelchen von Hornblende erkennen lassend, zeigt u. d. M., daß es im wesentlichen aus schmutzig graugrünen, unregelmäßig gestalteten Körnern von Augit (vermutlich Diopsid) besteht, die in farblosen, wasserklaren Quarz eingebettet sind; dazu treten reichlich Nädelchen und Prismen einer grünen, ziemlich stark pleochroitischen, aktinolithähnlichen Hornblende hinzu, in der Prismenzone scharf begrenzt von Prisma und Orthopinakoid, wie an Schnitten senkrecht zum Prisma deutlich zu erkennen. Vereinzelt Körner von Zirkon, grau, reliefartig hervortretend, und, diesen sehr ähnlich aussehend, aber in nicht so bunten Polarisationsfarben, Titanit. Der Tremolitschiefer („asbestartiger Hornschiefer [Tremolitschiefer]") endlich besteht aus feinsten, filzartig verwobenen Nädelchen enthält hier und da aber auch etwas größere Prismen, die den charakteristischen rhomboischen Querschnitt der Hornblendeprismen zeigen. Im Dünnschliff werden die Nädelchen vollkommen farblos, zeigen Spaltbarkeit nach der Längsrichtung, sehr bunte Interferenzfarben und schiefe Auslöschung. — Östlich von Sagri, bei Avlonítza ist der Amphibolitschiefer von schmalen Gängen eines dichten, verwitternden Amphiboliten durchzogen. Dieser besteht u. d. M. („Strahlsteinschiefer") aus einer wasserklaren Grundmasse von Plagioklas, in welcher massenhafte Nadeln von Stahlstein eingebettet sind. Außerdem kommt Titanit vor.

Über dem Glimmerschiefer von Komiaki lagert die zweite Marmorstufe, die am Gebirge von Amómaxi zu einer kurzen und überaus dicken (etwa 400 m) Linse anschwillt, um gleich südlich des Gebirges allerdings zu zwei, je kaum ein paarmal 10 Meter starken Lagen herabzusinken. Das ist unser Amómaxi-Marmor. Er umgibt die Schiefergranitellipse als ihr äußerster, konzentrischer, aber nicht mehr ganz geschlossener, ferner nach Form und Breite sehr unregelmäßiger Ring (s. Karte). Er wird stellenweise durch Nebenlagen eingeleitet und ist weiß oder grauweiß, oft blaugrau oder gar bläulich, auch im kleinen bisweilen mit solchen Farben gestreift. Ferner ist er unregelmäßig gekörnt, indem er aus grobkörnigen bis sehr feinkörnigen Einzellagen besteht. Meist ist er mittel- bis feinkörnig, daher im allgemeinen weniger krystallin als der Keramotì-Marmor. Lokal (Apóllo-Brüche, Talschlucht von Liónas) enthält er reichlich Bündel von Tremolit und Amiant, oft strahlenförmig angeordnet, oder (Berg Kalógeros bei Apóllo) kleine Streifen von Hornblende in Vergesellschaftung mit Epidot. Er schließt einige untergeordnete Schieferlagen ein, worunter eine stärkere,

die ich mit dem Namen Mési-Schiefer in der Karte ausschied und alsdann deren Liegendes als unteren, deren Hangendes als oberen Amómaxi-Marmor bezeichnete. Dieser Schiefer ist beschaffen wie der von Komiaki, mit reichlichem Hornblendeschiefer.

Endlich beherbergt der Marmor die meisten und bedeutendsten Smirgellagerstätten der Insel im Amómaxi-Gebiet, wo der naxische Handelssmirgel fast ausschließlich gebrochen wird[1]. Dieser Smirgel[2] ist ein schwärzliches, feinkörniges und oft deutlich plattiges Gestein, das häufig, und zwar besonders an den Salbändern, namentlich durch grauliche Korundstreifen gebändert erscheint und auch oft gut schiefrig ist. — Er ist äußerst hart und besteht aus einem Gemenge von vorwaltendem Korund und Magnetit, worin meist spärliche Nebengemengteile, namentlich Margarit, Muscovit, Chlorit, Diaspor, Turmalin, Pyrit, Eisenglanz, Limonit eingelagert sind; als Spaltenfüllung führt er hauptsächlich dieselben Nebengemengteile plus Magnetit, Disthen, Kalkspat, Talk, sowie kaolinartige Zersetzungsprodukte.

Auf den Amómaxi-Marmor folgt eine sehr starke (einige Hunderte von Metern) Schieferzone, der Apíranthos-Schiefer. Er bildet auf der Karte, wie alle nachfolgenden Stufen, keinen Ring um die Schiefergranitellipse mehr, sondern NNO gerichtete Bänder, parallel den übrigen, im Osten und Südosten der Ellipse, wo die krystalline Schichtfolge sich hauptsächlich ausbreitet. Die Bänder haben sehr schwankende Breite und unregelmäßige Form und keilen vielfach zwischen den ihnen anliegenden Marmorstufen aus, die so in Berührung miteinander kommen. Auch bei der Apíranthos-Stufe spielt der Biotitschiefer eine Hauptrolle, aber schon mit größerem Gehalt an Muscovit, der zum Zweiglimmerschiefer führt, ebenfalls ein Hauptbestandteil der Stufe. Der Muscovitschiefer ist jetzt reichlicher vertreten, während der Hornblendeschiefer in den Hintergrund tritt. Endlich ist Gneis bzw. injizierter Schiefer zu erwähnen. Ein Handstück davon aus Muscovit und Biotit mit reichlichem zuckerkörnigen Quarz und vereinzelten Spaltungsstücken von Feldspat („feinkörniger Zweiglimmergneis") ergab folgende mikroskopische Analyse: Man sieht hauptsächlich farblosen Quarz, braunen Biotit und farblosen Muscovit, zwischen dem Quarz auch Körner von Plagioklas mit Zwillingslamellierung. Außerdem kommt vor Granat in größeren, unregelmäßig ge-

[1]) Jährlicher Export ca. 10000 Tonnen.

[2]) Siehe die mikroskopische Beschreibung von verschiedenen Proben bei Tschermak, Über den Smirgel von Naxos. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. XIX, 1894, S. 311—342.

stalteten Körnern, hell gefärbt, rötlichgrau, fast farblos, sehr reichlich Rutil in gelben Nadeln, auch als Einschluß in Granat: Staurolith-Körner und -Krystalle schwach, pleochroitisch, farblos bis hellgelb, farblose Körner und dicke Prismen von Apatit; Zirkon in kleinen, farblosen Kryställchen, schwarze Körnchen von Magnetit. Turmalin kommt vor, ist aber selten. Er bildet dünne prismatische Nadeln, stark pleochroistisch, braun oder grünlichgraubraun. In dem Schliff kommt ein einziger größerer Krystall vor. Endlich tritt noch ein braunes Mineral von trübe aussehender Beschaffenheit in unregelmäßig begrenzten Partien auf: es ist vielleicht Orthit.

Die Stufe schließt geringmächtige Marmorlagen ein, die zur nächstfolgenden des Phanári-Marmors hinüberführen. Dieser bildet auf der Karte Zonen von ungleicher Größe, die zum Teil eine große Schichtmächtigkeit (Hunderte von Metern) erreichen. Er gleicht petrographisch dem Amómaxi-Marmor, aber mit durchschnittlich wohl etwas kleinerem Korn, und führt Putzen von ebenfalls körnigem Smirgel sowie häufig untergeordnete Schieferlagen, die den Übergang zum Liónas-Schiefer vermitteln. Auf der Karte bildet diese Stufe einen schmalen, langgestreckten und vielverzweigten Streifen, der sich im südöstlichen, am wenigsten untersuchten Teil der Insel zu einer weiten, mit weißem, feinkörnigem Marmor zum Teil bedeckten Zone auszubreiten scheint (s. Karte). Ihre Mächtigkeit übersteigt 200 m. Sie besteht aus Zweiglimmerschiefer, dann Muscovitschiefer, indem der Biotitschiefer und der Amphibolschiefer beinahe verschwunden sind. Auch der injizierte Schiefer ist wohl, aber wenig vertreten. Eine Probe von dickschiefrigem Muscovitschiefer aus breiten Glimmerlamellen und dicken Quarzlagen lieferte im Dünnschliff wasserklaren Quarz in körnigen Aggregaten; Muscovit in farblosen Leisten mit zahlreichen Spaltungsrissen und bunten Polarisationsfarben; dazu ganz vereinzelte farblose Körner von Granat und ferner opake Körper, die im auffallenden Lichte grau erscheinen.

Der Liónas-Schiefer führt mehrere, zum Teil ziemlich starke Nebenmarmorlagen, die vielfach miteinander verschmelzen. Durch dieselben gelangen wir zu einer weiteren Marmorstufe, dem Zas-Marmor. Dieser erscheint in zwei großen und massigen, d. h. fast nicht durch untergeordnete Schiefer gegliederten Zonen von großer (bis über 200 m) Schichtmächtigkeit und ist weiß, auch graulich oder bläulich, dünnplattig und gleichmäßig fein bis sehr fein gekörnt. Er steht daher auf einer niederen Stufe der Krystallinität als die vorigen Marmorstufen. Auch er schließt Smirgel ein, der aber seinerseits all-

gemein weniger krystallin erscheint als der vorher beschriebene, denn er ist sehr feinkörnig bis dicht und führt in letzerem Falle kleine Magnetitlinschen; er ist plattig und brüchig und sieht oft dichtem Eisenstein zum Verwechseln ähnlich[1]). Er wird charakterisiert durch häufigen Chloritoid, der zum Teil als Hauptgemengteil auftritt und dann dem Smirgel eine graugrünliche Färbung erteilt (Chloritoidsmirgel)[1]). Auch die wenig entwickelte Spaltenfüllung des Smirgels weicht von derjenigen der vorigen ab, indem sie bezeichnenderweise innige Verwachsung von breiten Chloritoidtafeln mit derbem, blauem Korund zeigt.

Der Zas-Marmor wird überlagert von einer letzten, mächtigen Schieferstufe, die ich als Moutzoúna-Schiefer bezeichnete. Der stark gepreßte, gefältelte und gebogene Schiefer, der die Dicke von einigen hundert Metern erreicht, nimmt die Ostküste der Insel ein in einer schmalen, nicht zusammenhängenden Zone und besteht in den unteren Teilen aus dünnschiefrigem, biotithaltigen Muscovitschiefer, der vergesellschaftet ist mit dünnen Lagen von phyllitischem, mit linsenförmigen Quarzaggregaten durchwachsenen Tonschiefer in den er schließlich oben übergeht. Ein Schliff aus dem ersteren Glimmerschiefer ergab u. d. M. hauptsächlich farblosen Muskovit und klar durchsichtigen Quarz, beide Mineralien durchsetzt mit kleinen Körnchen eines schwarzen opaken Minerals, wohl Magnetit, und außerdem mit rauh aussehenden grauen Körnern, die wohl als Titanit anzusprechen sind; dazu kommt ein hellgrünlichbrauner Glimmer, der zum Teil durch Eisenoxyd eine mehr braune Farbe erhalten hat. Ein anderes Stück aus dem Tonglimmerschiefer erwies sich im Dünnschliff als eine schwarze Tonschiefermasse mit den kleinen Tonschiefernädelchen; dazwischen zeigten sich lagenweise schwach grünlicher Glimmer und farbloser Quarz in feinkörnigen Aggregaten gemengt mit größeren Körnern von farblosem Kalkspat und schwarzen Partien von Eisenerz.

Der Moutzoúna-Schiefer führt kleine Einlagemengen von fein- bis feinstkörnigem (dichtem) Marmor und wird am südöstlichsten Teil der Insel bedeckt von einer einige 10 Meter starken Lage aus sehr feinkörnigem, graulichweißen und bläulichen Marmor, dem Pánormos-Marmor, dem Schlußglied der krystallinen Schichtenfolge von Náxos.

Diese Folge wird nun von zahllosen Apophysen aus dem Ganggefolge des Schiefergranites durchsetzt, die in den unteren Horizonten namentlich aus weißen Pegmatiten, sodann aus

---

[1]) Mikroskopische Beschaffenheit s. in meinem früher erwähnten Aufsatz über den Smirgel von Iraklía.

Quarzen, in den oberen dagegen ausschließlich aus den letzteren bestehen. Die Pegmatitgänge sind überall, rund um die Ellipse herum, verbreitet, namentlich aber konzentrieren sie sich in der nördlichen Hälfte der Schiefergranithülle, wo sie sich im nordwestlichen Teil, wie schon früher bemerkt, zu langgestreckten Zügen nacheinander und nebeneinander scharen, die mehr oder weniger lagerartig, also mit durchschnittlich nördlicher Streichrichtung die Schichten durchziehen, oder wo sie, beim Amómaxi-Gebirge und nördlich davon am Komiakì-Tal, die gefalteten Schichten senkrecht durchsetzen resp. mit östlichem Streichen herunterkommen. Hier bleiben sie zum Teil an der Basis des mächtigen Amómaxi-Marmors stehen und nehmen dann eine Lagerform am Kontakt und zwischen den untersten Marmorbänken an. Sie durchsetzen aber den Marmor in seinen geringmächtigen Partien. Im mächtigen Marmor scheinen sie fast zu fehlen und man trifft sie wieder nur spurenhaft an dessen oberem Kontakt, an der Basis des Apíranthos-Schiefers, ihres höchsten Horizontes. Die Dimensionen der Gänge schwanken außerordentlich, und ihre Dicke wechselt zwischen wenigen Zentimetern bis wohl über 10 m. Sie sind auch von sehr verschiedener Ausbildungsform und dementsprechend auch von variabler Beschaffenheit. Teils — und hierher gehören namentlich die mehr oder weniger lagerartigen und ausgezeichnet schiefrigen Gänge der nordwestlichen Granithülle, die eigentlich Schiefergraniteinlagerungen sind — sind sie von gleichmäßigem, mittleren und stark zusammengepreßten Korn und bilden so ein schiefriges Gemenge von Feldspat und Quarz mit wenig Glimmer und Turmalin, von dem oft kleine, grobkörnige Apophysen von echt pegmatitischem Bau ausgehen; meist aber — und hierher sind die übrigen, eigentlichen Pegmatite, so besonders die der Umgebung von Amómaxi zu rechnen — sind sie von überaus unregelmäßigem Bau. Sie zeigen ein sehr ungleiches Korn, so daß ein größeres Handstück sich häufig aus abwechselnd groben und feinkörnigen Partien von unregelmäßiger Form zusammensetzt. Solche im Durchschnitt grobkörnigen, aber auch mehr oder weniger geschieferten Pegmatite bestehen aus einem innigen Gemenge von vorwaltendem Feldspat (u. d. M. Orthoklas, zum Teil Mikroperthit und Plagioklas, bisweilen vorherrschend) und Quarz (wasserklar und an Einschlüssen reich) in sehr schwankender Korngröße, worin der Glimmer, Biotit und namentlich Muscovit (letzterer zuweilen Einschlüsse führend), oft in sehr untergeordneter Menge auftritt und in den grobkörnigen Partien große Tafeln bildet. So gibt es Muscovit-, Biotit- und Zweiglimmerpegmatite. Die Muscovitlamellen ordnen sich bisweilen zu

feinen Lagenzügen im Feldspat-Quarzgemenge (wohl Fluidal-Textur). Sehr charakteristisch bei diesen Pegmatiten ist der schwarze Turmalin (pleochroitisch, rötlichgrau bis dunkelschwärzlichblau), ein nie fehlender und gewöhnlich reichlich vertretener Übergemengteil; auch roter Granat in kleinen eingesprengten Körnchen ist sehr häufig, und manche Pegmatitpartien strotzen davon. Mikroskopisch kommt Zirkon vor. Der Turmalin erscheint in sehr verschiedener Krystallgröße, von winzig kleinen bis 10 cm langen und meist gut ausgebildeten Säulen, die auf dem Querbruch 3-, 6- oder 9seitige Umrisse geben. Sie sind mit Vorliebe im Quarz eingebettet, woraus sie häufig herauswittern, ihre ausgezeichnet prismatische Hohlform darin zurücklassend. Bald sind sie regellos im Pegmatit eingestreut, meist aber ordnen sie sich zu Reihen in der Flußrichtung des Magmas (Fluidal-Struktur) und sind dann oft nach Krystallgrößen differenziert. Auch knollenartige Verwachsungen von Turmalin und Granat in größeren und kleineren Krystallen und Körnern kommen in den Pegmatiten, besonders in quarzreichen Partien, vor.

Die Quarze, die, wie gesagt, in den unteren Stufen die Pegmatite begleiten, dann aber wegen der leichteren Beweglichkeit ihres Magmas allein bis zu den höchsten hinaufsteigen, bilden zumeist kleine Nester und Adern von hyaliner oder halbhyaliner Beschaffenheit. Seltener kommen größere, milchweiße Gänge vor. Südlich der Granitellipse kommen Quarznester im Komiakì-Schiefer innig verwachsen mit Turmalin und in Sideròpetra („Turmalinschiefer") (u. d. M. wasserklarer Quarz und Turmalin) vor, jene stellen so einen Übergang zu den Pegmatiten dar. Im Osten der Ellipse dagegen führen viele Nester in derselben Stufe große, plattige, schönblaue Disthenstengel eingewachsen. Ein Dünnschliff aus einem derartigen Nest zeigte u. d. M., daß der Quarz aus einzelnen unregelmäßig hakenförmig ineinander übergreifenden Individuen besteht, wasserklar und stellenweise reichlich mit Flüssigkeitseinschlüssen ausgestattet ist, die auch in Zügen angeordnet und meist mit deutlicher Libelle versehen waren. Sehr interessant war die mikroskopische Untersuchung eines anderen Stückes aus einem mächtigen, milchweißen Quarzputzen im Moutzoúna-Schiefer: „Im Dünnschliff sieht der Quarz auch bei starker Vergrößerung wie fein bestäubt aus. Erst bei ca. 500facher Vergrößerung erkennt man, daß viele der scheinbaren Quarzkörnchen Flüssigkeitseinschlüsse sind, während andere noch wie feine schwarze Punkte aussehen. Manche dieser Einschlüsse besitzen lebhaft bewegliche Libellen. Es kommen auch Ein-

schlüsse mit zwei sich nicht mischenden Flüssigkeiten vor, wie z. B. der untenstehend abgebildete (vergl. Fig. 10). Hier ist a vermutlich eine wässerige Lösung, b flüssige Kohlensäure, c bewegliche Libelle.“ —

Wir sehen bei dieser kurzen Wanderung durch die krystalline Schichtfolge von Náxos mancherlei Tatsachen, die auf eine Metamorphose derselben durch den Schiefergranit hinweisen dürften. Erstens die im allgemeinen allmähliche Abnahme der Krystallinität und der damit zusammenhängenden Korngröße der verschiedenen Gesteinsglieder, unter gleichzeitiger Änderung der Zusammensetzung der Schiefer, wenn wir von

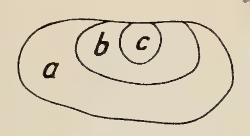


Fig. 10.
Einschluß mit zwei sich nicht mischenden Flüssigkeiten.

unten nach oben bzw. von innen nach außen fortschreiten, d. h. je mehr wir uns vom Schiefergranit entfernen, in dem wir von den dickschiefrigen injizierten Schiefern (Zweiglimmergneis, Biotit- nebst Amphibolgneis) und den grobkörnigen, dickbankigen und vollkrystallinen Marmoren über die dünnschiefrigeren Glimmerschiefer und Amphibolschiefer (Biotitschiefer nebst Amphibolschiefer; Zweiglimmerschiefer; Muskovitschiefer) und die mittelkörnigen Marmore zu den feinkörnigen und dünnplattigen Marmoren und zum feinschiefrigen, phyllitischen Tonschiefer alle Übergänge haben[1]). Die sog. Tiefenstufen Becke-

[1]) Ich finde eine große Analogie dieser Abnahme der Krystallinität und Korngröße, was den Marmor betrifft, mit derjenigen, die Lepsius aus dem Adamello-Gebiet beschrieben hat: „Selten sieht man eine so schöne und instruktive Kontaktzone wie diejenige, die ich auf der Ostseite des Adamello-Stockes im Südtirol entdeckt und beschrieben habe. Im Kontakt mit dem Tonalit des gewaltigen Adamello-Massives, in welchem dieses granitische Tiefengestein, der Tonalit, sich über 23 Quadratmeilen ausbreitet, ist der dunkelgraue, dichte Kalkstein des Muschelkalkes in weißen Marmor umkrystallisiert worden, und zwar bis in eine Entfernung von 1000 bis 2000 m, von der Tonalitgrenze an gerechnet, und auf eine Längserstreckung von ca. 15 km. Dabei machen wir die Beobachtung, daß, je näher zum Tonalit hin, um so grobkörniger der Marmor wird. In der vom Tonalit entfernten Zone ist der umgewandelte Muschelkalk sehr feinkörnig. Das Korn nimmt allmählich zu, bis schließlich der Marmor nahe der Tonalitgrenze aus lauter faustgroßen Kalkspaten zusammengesetzt ist; dabei bemerkt man, daß, je

Grubenmanns finden im allgemeinen auch diesmal ihre Bestätigung, sie müssen aber allerdings im Sinne der Weinschenkschen Piezokontaktmetamorphose gedeutet werden. Zweitens ist im Glimmerschiefer der unteren und mittleren Stufen die Anwesenheit des Turmalins, dieses bezeichnenden Kontaktminerales, bezeichnend, das auch an der Zusammensetzung des Schiefergranites und dessen Ganggefolges teilnimmt. Drittens sei hingewiesen auf die allgemeine Verbreitung dieses Ganggefolges in allen Schieferstufen der krystallinen Serie und besonders der pegmatitischen Apophysen in den unteren und zum Teil den mittleren Horizonten derselben, die bedingt wurde durch die tiefe Zerspaltung, die das Grundgebirge erlitt infolge der starken Spannung durch den faltenden Gebirgsdruck und die zugleich erfolgte Graniteruption. Denn durch diese Zerspaltung war es auch möglich, daß die im Schiefergranit gelösten Dämpfe und Gase, von deren Wirksamkeit der Turmalin, der Skapolith und der Beryl des Granites oder seines Ganggefolges zeugen, überall in die Masse der Sedimente diffundieren und eine molekulare Umlagerung derselben herbeiführen konnten. Und da die Pegmatite nur in einer derartig metamorphen Umgebung auskrystallisieren konnten, so deutet ihre Anwesenheit in der krystallinen Serie auf kontaktmetamorphe Bedingungen in derselben im Momente ihres Absatzes hin.

In demselben Sinne dürfte auch, viertens, das Vorkommen des Smirgels in den verschiedenen Marmorstufen der Formation sprechen, und diese Vermutung bewegt mich, auf die Bildung des Smirgels etwas einzugehen [1]).

Man hält den Smirgel überhaupt, und speziell auch dem naxischen, gewöhnlich für eine Metamorphose des Bauxites, mit welchem er chemisch bis auf den Wassergehalt übereinstimmt [2]), während von anderer Seite die Richtigkeit dieser Annahme bestritten wird [3]). Der kleinasiatische Smirgel, Wilajet Aidin, soll ursprünglich wahrscheinlich von unreinem Tonkalk herstammen, dessen tonige und eisenhaltige Unreinigkeiten sich

grobkörniger, um so lockerer der Marmor wird, so daß die grobkörnigen Marmore leicht in große Kalkspatrhomboeder zerfallen.“ (Das westliche Südtirol, Berlin 1877; erwähnt in Geologie von Attika, S. 184.)

[1]) Vergl. auch meine vorläufige Mitteilung über Naxos, Teil II.

[2]) Liebig: Bauxit und Smirgel. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. III, 1895, S. 275—277. — Brauns: Chemische Mineralogie, 1896, S. 371. — Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. — Grubenmann: Die krystallinen Schiefer, II, 1907, S. 168. — Krämer: Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse, Berlin 1907.

[3]) Weinschenk: Spezielle Gesteinskunde, 1905, S. 320.

während der Metamorphose ausschieden und zum jetzigen Smirgel umwandelten[1]), und amerikanische Geologen sind der Ansicht, daß der Smirgel von Chester (Massachussets) einerseits[2]) ein dynamometamorphes Produkt eines aus Umlagerung von Kalk hervorgegangenem Limonitlager ist, in welches Ton in Form von Allophan und Gibbsit durch einsickernde Lösungen zugeführt wurde, andererseits[3]), daß er eine magmatische Ausscheidung des als Eruptiv betrachteten Amphibolites, seines Muttergesteins, darstellt. Die nähere Untersuchung des naxischen Smirgels liefert nun gewisse Anhaltspunkte, die zur Annahme einer pneumatolytischen Entstehung dieses Smirgels im Anschluß an die Schiefergraniteruption führen dürften.

Man hat in der Tat den naxischen Smirgel irrtümlich als normales Lager in den krystallinen Kalken bezeichnet[4]). In Wirklichkeit handelt es sich dabei um Gänge (und Gangputzen), und zwar besonders um Lagergänge, häufig aber um Quergänge (Fig. 11). Aber selbst bei den letzteren ist ihre durchgreifende Lagerung zum Nebengestein bisweilen fast versteckt durch eine eigentümliche Fältelung aller Gänge, derzufolge sie in eine Aufeinanderfolge von meist kleinen Gewölben und Mulden zerfallen, an welche sich die Marmorbänke anschmiegen, um mit der Entfernung davon ihre anfängliche Lagerung allmählich aufzunehmen. Die Gänge zeigen bisweilen eine Verzweigung. Über die Bildung derselben, die sich in ihrem Entwickelungsgebiet, der Amómaxi-Gegend, auf einem Areal von über 10 qkm ausbreiten und Züge bis über 1 km lang und bis 10 m mächtig in verschiedenen Horizonten des Amómaxi-Marmors[5]) darstellen, orientiert uns zunächst der Umstand, daß sie in enger Beziehung zu den Pegmatiten stehen, die, wie auch früher bemerkt, massenhaft in der ganzen Umgebung hier vorkommen. Und wir sahen hier die Pegmatite dichte, oft durch Verwitterung

---

[1]) THOMAE: Emery, chrome-ore and other Minerals in the Villayet of Aidin, Asia Minor. S.-A. aus Trans. of the amer. Instit. of min. Eng. XXVIII, 1899, S. 5.

[2]) EMERSON: Mon. U. S. geol. Survey, vol. XXIX, S. 145; erwähnt in PRATT: The occurence and distribution of corundum in the United States. Bull. of the Unit. States geol. Survey, Nr. 180, 1901, S. 26.

[3]) PRATT: a. a. O., S. 25—26.

[4]) GOBANTZ: a. a. O., S. 144; LEPSIUS: Griechische Marmorstudien, S. 52, und Geologie von Attika, S. 78; PHILIPPSON: Beiträge, S. 77—78. Auch STELZNER-BERGEAT: Die Erzlagerstätten, S. 168—169.

[5]) Hauptsächlich drei solche Horizonte, von denen der oberste eigentlich der tiefsten Nebenmarmorlage des Apíranthos-Schiefers angehört, die schließlich mit dem Amómaxi-Marmor östlich verwächst.

ihrer Umgebung herausragende Züge neben- und hintereinander bilden, die gegen den Amómaxi-Marmor östlich herunterkommen, zum Teil an ihn stoßen oder ihn auch durchdringen. Am oberen Kontakt des Marmors trifft man infolgedessen nur Spuren davon wieder. Ob die Pegmatite in direkten Kontakt mit dem Smirgel kommen, habe ich nirgends im Amómaxi-Marmor bemerkt, wohl aber fand ich in einem kleinen Smirgelputzen des Keramoti-Marmors ein Nestchen eines zersetzten epidothaltigen Gesteins, das ich für einen veränderten Pegmatit halte. Das körnige Gestein („Epidotfels") bestand aus Feldspat (u. d. M. triklin, vermutlich Anorthit, mit vielfacher Zwillingslamellierung) und reichlichem Epidot in Körnern oder Stengeln sowie rotem Granat in Aggregaten aus größeren und kleineren Körnern und Krystallen, worunter ein über nußgroßer Krystall. Auch etwas Eisenerz (vermutlich Titaneisen) und blauschwarze Hornblende (vielleicht Glaukophan) war zu sehen. Auf Absonderungsflächen des Smirgels war eine bis 3 cm dicke Schale von derbem Magnetit aufgesetzt.

Sehen wir nun die Smirgelgänge näher an, so finden wir, daß sie bisweilen in verschiedene, ungleich starke Zonen zerfallen, daß am Rande häufig feine Linsen schnurartig hinzuziehen, und manchmal auch hier einzelne kleine Smirgellinsen oder -knollen im Marmor stecken. An anderen Stellen treffen wir im Smirgelkörper Marmorteile, die von zahlreichen parallelen Smirgelschnüren durchsetzt sind, so daß eine förmliche Wechsellagerung von dünnen Marmor- und Smirgelstreifen entsteht. Endlich finden wir als wesentlichen Bestandteil von gewissen Smirgellagern förmlichen, mit Smirgelkörnern imprägnierten Glimmerschiefer (u. d. M. wahrscheinlich Margarit, vereinzelt Biotit, reichlich Eisenerz, weniger häufig Turmalin, Körner von Korund) und Sillimanitschiefer (u. d. M. inniges Gemenge von Quarz und Sillimanit; dazu sehr viel Magneteisen, reichlich Korund, vereinzelt Turmalin, spärlich ein chloritähnliches Mineral). Auch der Marmor am Kontakt mit diesen Lagern ist oft mit Smirgelkörnern (Korund + Erz) wie auch mit Biotit und weißem Glimmer (der u. d. M. Muscovit zu sein scheint) erfüllt und an anderen Stellen sind Nebenschiefereinlagen im Muttermarmor am Kontakt mit dem Smirgellager ebenfalls von Smirgel durchtränkt, wobei der Glimmer u. d. M. sich vermutlich als Margarit erweist. Solche Verhältnisse verraten eine Substitution des Kalkes durch die ursprüngliche Smirgelsubstanz, eine anfängliche Metasomatose des ersteren durch Lösungen, die langsam in ihm zirkulierten, und zwar mit Vorliebe in der Richtung der Schichtungsebene als dem Wege des geringsten Widerstandes

(Lagergänge). Daß aber dabei nicht an ozeanisches (vadoses) oder an gewöhnliches Thermalwasser zu denken ist, dem widerspricht die Erscheinung, daß der Marmor am Kontakt der Smirgelgänge, mit Ausnahme derjenigen des oberen oder Zas-Marmors, gewöhnlich besser auskrystallisiert ist als sonst und in seinen Eigenschaften oft stark vom gewöhnlichen Muttermarmor abweicht. Das ist nämlich meist ein weißer oder hellgelblicher und dann sehr diaphaner, gewöhnlich grob- bis mittelkörniger und völlig krystalliner, dickbankiger Marmor, der gegen den Muttermarmor deutlich absticht, wenn dieser feinkörnig und dünnplattig ist. Auch bemerken wir, daß dort, wo der Smirgel Marmorteile einschließt, die, wie gesagt, von feinen Smirgelzonen durchstreift sind, dieser Marmor oft viel grobkörniger als gewöhnlich und vollkrystallin erscheint; hier ziehen auch bisweilen feine Marmoräderchen quer durch eine Smirgelzone. Stellenweise wird der Marmor in einer Wechsellagerung von dünnen Marmor- und Smirgellagen, am Kontakt eines Ganges auch ganz grobkörnig (hier könnte es sich aber schließlich um einen Absatz aus unterirdischer Wasserzirkulation handeln). Diese eigentümlichen Verhältnisse, sowie das Auftreten des Turmalins in den Smirgelgängen lassen sich wohl am besten durch besonders energische Wirkungen bei der Bildung des Smirgels erklären, die auch eine vollkommenere Umkrystallisation des Mutterkalkes am Kontakt mit den Lagerstätten — wenn diese nicht allzu entfernt vom Eruptivherd wie die vom Zas-Marmor waren — herbeiführten, und so kommen wir auf überhitzte Dämpfe und Wasser aus der pneumatolytischen Periode der Schiefergraniteruption, in welche auch die Pegmatitbildung fällt, auf die wir so auch die Bildung des Smirgels zurückführen. Diese mit Mineralisatoren (worüber besonders der Turmalin der Pegmatite und des Smirgels Auskunft gibt) beladenen Dämpfe und Wasser hielten in Lösung Al und Fe und wirkten umsetzend auf den Mutterkalk ein; es entstanden zunächst Carbonate von Al und Fe, die in Oxyde und dann bei den herrschenden metamorphen Bedingungen bald in die krystalline Form des Smirgels übergingen. Dabei war die Krystallisation des Smirgels im allgemeinen um so vollkommener, je näher dem Magmaherd die Prozesse sich abspielten. Daß ein gleichzeitiger Absatz von Al und Fe stattfand, dafür spricht die mikroskopische Analyse des Smirgels, derzufolge nach Tschermak[1]) die Korund- und Magnetitkörner — die beiden Hauptbestandteile des Smirgels — sich gegenseitig durchdringen. Dabei muß man mit Tschermak annehmen, „daß die Krystallisation des Erzes

[1]) a. a. O.

später erfolgt sei als jene des Korunds, da in den Erzlagen und Erzhaufen vollkommen ausgebildete Krystalle nicht selten sind". Der Turmalin muß sich später in der Reihenfolge ausgeschieden haben, da er nach demselben Autor Interstizien zwischen den Hauptkörnern ausfüllt.

Eine wichtige Stütze für die obige Entstehung des Smirgels liefern die unverkennbaren Kontakterscheinungen, die ich an einem dichten Smirgelgang von Sikinos (Lokalität Siderokápsi) konstatierte, im Vergleich mit denen der früher angeführten Amphibolit- und Augitgesteinputzen von Lichinópetraes (S. 182—183). Wie bei den letzteren, so war auch bei diesem Smirgelgang das Nebengestein, zum Teil eine Glimmerschiefereinlage im Marmor, analog in feinverfilzten, sehr turmalinreichen Glimmerschiefer umgewandelt mit zahlreich eingesprengten kleinen und größeren und oft sehr vollkommen ausgebildeten Limonitwürfelchen pseudomorph nach Pyrit.

Dürfte nun aber einmal nach alledem der Smirgel eine pneumatolytische Entstehung haben, so folgt daraus, daß das Gestein, in welchem er sich gebildet hat, sich zur Zeit dieser Bildung unter Bedingungen befunden haben muß, die seine Umkrystallisation herbeiführten. Und da der Smirgel in fast allen Marmorstufen in zahlreichen und weit voneinander entfernten Punkten überall in der krystallinen Schichtenfolge zu treffen ist, so schließen wir weiter, daß diese metamorphen Bedingungen darin überall herrschten, und zwar mit mehr und mehr nach oben bzw. nach außen abnehmender Intensität und Wirksamkeit.

Aus den ganzen bisherigen Betrachtungen über das krystalline Grundgebirge von Náxos dürfen wir nunmehr die berechtigte Annahme hegen, daß die Metamorphose seiner krystallinen Schichtfolge durch die Eruption des Schiefergranites — ohne Ausschluß einer allerdings weit geringeren vorherigen Metamorphose durch den Flasergranit — bedingt wurde, unter wesentlicher Mitwirkung des faltenden Gebirgsdruckes, der jene Eruption veranlaßte, die Schichtfolge tief in seiner Masse zerriß und so die Diffusion der metamorphosierenden Dämpfe und Gase und den Nachschub des Ganggefolges weit ins Innere der Massen gestattete. Was dabei den Anteil des Flasergranites anlangt, so ist jedenfalls eine gewisse kontaktmetamorphe Wirkung durch ihn vorauszusetzen, wenn auch von weit geringerer Intensität und Extensität als beim Schiefergranit, da der Flasergranit weder eine Injektion seiner Schieferhülle verursachte noch Mineralien, wenigstens in auffallender Menge, führt, wie Turmalin, Skapolith oder Beryll,

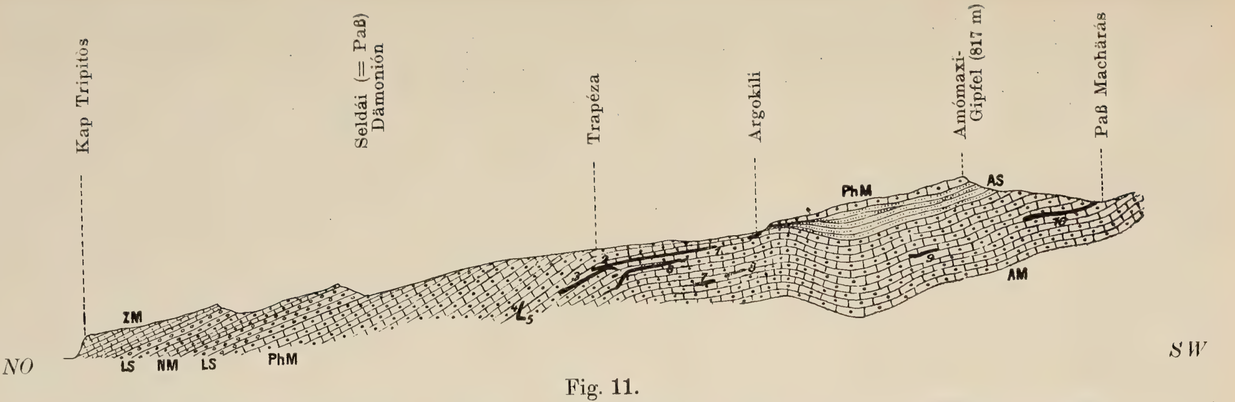


Fig. 11.

Natürliches Profil, auf eine Ebene bezogen, des Südgehänges vom Liónas-Tal. Maßstab **1 : 40 000.**

Erklärung der Signaturen und Buchstaben siehe S. 146.

Smirgellagerstätten von: 1. Apáno Mavrophárangas, 2. Skála tou Mavrophárangа, 3. Káto Mavrophárangas, 4. Apáno Kastelláki, 5. Káto Kastelláki, 6. Pezoúläs, 7. Krimnòs, 8. Kabì, 9. Stravolangáda, 10. Machärás.

(Infolge einer Flexur gehört die Lagerstätte 6 demselben Marmorniveau wie die Lagerstätte 7 an, mit welcher sie zusammenhängt.)

Die Gabelung in Gang 2 ist schematisch; in Wirklichkeit existieren mehrere Zweige, dicht nebeneinander parallel und von ungleicher Größe. — Schiefereinlagen in AM + PhM in Trapéza wurden nicht angedeutet.

die auf die Anwesenheit von kräftigen Mineralisatoren im Magma hinweisen. Mit einer derartigen metamorphen Wirkung würde aber vielleicht der Umstand zusammenhängen, daß es bei den injizierten Schiefern, wie wir früher sahen, den Anschein hat, als ob die Injektion schon fertige Glimmerschiefer betraf, die durch das Injektions-Magma vollständiger umkrystallisiert wurden, wenigstens an den reich injizierten Stellen. Daß dabei und überhaupt eine Umkrystallisation von schon krystallinen Gebilden möglich war, dafür sprechen die vollkrystallinen Einlagerungen des unteren oder Keramotì-Marmors im Schiefergranit, dessen unverkennbaren kontaktmetamorphen Einfluß sie bezeugen, und die, bei der Annahme einer Metamorphose durch den Flasergranit, wohl schon vorher durch diesen krystallin gewesen sein müßten, da sie zu den tiefsten Stufen der Serie gehören. Auffälliger vielleicht beweist dies die eigentümliche Marmorhülle der Smirgellagerstätten, die wahrscheinlich aus vollkommenerer Umkrystallisation des schon fertigen Muttermarmors herzuleiten ist.

Daß nun unser Gesamtschluß von der eruptiven Natur der vermeintlichen Urgneise und der Metamorphose der krystallinen Schichtfolge von Naxos durch granitische Kontakte unter Mitwirkung von dynamischen Prozessen auch für die übrigen krystallinen Kykladeninseln anzuwenden ist, trotzdem darüber noch keine eingehenden Untersuchungen vorliegen, das zeigt schon die Identität ihrer Bildungen und Erscheinungen mit Náxos. So besteht Myconos, wie uns der Augenschein lehrte[1], vorzugsweise aus schiefrigem Granit, der zum Teil als naxischer Flasergranit ausgebildet ist, und ebenso verhält es sich mit den benachbarten beiden Dílos. Der Südteil von Ios wird ebenfalls von Flasergranit eingenommen. Im übrigen besteht diese Insel, die eine große Analogie mit Náxos aufweist, zum Teil aus „Gneisen", die ich nach den Ausführungen Philippsons[2]) für Schiefergranit, teilweise vielleicht auch für injizierten Schiefer halte. Auf Páros

[1]) Vergl. auch Philippson: Beiträge, S. 30–31, und besonders: Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peterm. Mitt., Bd. 48, 1902, S. 106—109. Was Philippson in seiner geol. Karte hier als Gneis angibt, ist zum Teil unser naxischer Flasergranit, so bei der Stadt. Bemerkenswert ist, daß Fiedler (Reise, II, S. 261) dieses Gestein als einen durch Feldspat porphyrartig ausgebildeten Granit definiert, der hin und wieder Hornblende und Sphen enthält, und auch Boblaye und Virlet (a. a. O. S. 52) beschreiben dasselbe als Granit. Fiedler (a. a. O.) sagt über Myconos: „Die Insel ist eine große Granitmasse, auf welcher sich an einigen Stellen tertiäre Gebilde abgelagert haben."

[2]) Beiträge, S. 92–93. S. auch oben S. 173.

treten schiefrige Granite sowie pegmatitische Apophysen im dortigen Grundgebirge zutage. Sériphos soll meist aus „Gneisen" bestehen, zum Teil auch aus Granit (schiefrigem?). Nach von Foullon und Goldschmidt[1]) enthält Tínos hornblendereiche Gneise, auf welche Schiefer mit Muscovit und Carbonat folgen, und nach Philippson[2]) wechsellagern hier „granulitartige Gneise (feinkörnige Gemenge von weißem Feldspat und Quarz sehr fein geschichtet)" sowie gewöhnliche Muscovitglimmerschiefer mit Hornblende- und Epidotgesteinen (-gneisen und -schiefern). Nach den ersteren Autoren[3]) besteht das schiefrige Element von Syra bei weitem aus hornblende- und epidotführenden Gneisen und Epidotschiefern, sodann aus Glaukophanglimmerschiefer, Glaukophanepidotschiefer usw. Ähnlich ist, nach denselben Forschern[4]), Síphnos zusammengesetzt. Tínos, Syra und Síphnos sind demnach in ihrem krystallinen Element ähnlich aufgebaute Inseln, und außerdem tritt auf Tínos noch eine große Masse schiefrigen Granitgesteins zutage, das Philippson[5]) als echten Granit, und zwar jünger als die umgebende krystalline Schichtfolge, ansieht (wohl unser naxischer Flasergranit), entgegengesetzt der Ansicht von von Foullon und Goldschmidt, die es als Gneis, und zwar als das älteste Glied der krystallinen Schichten, beschreiben. Über die Glaukophangesteine von Syra und Tínos hat ganz kürzlich Ktenas eine eingehende Arbeit veröffentlicht[6]). Diese Inseln bestehen aus einer Wechsellagerung von krystallinen Kalken und Glimmerschiefern, welch letztere er wegen ihrer Führung von Feldspat als wesentlichem Gemengteil als Phyllitgneis bezeichnet. Sie enthalten bisweilen Glaukophan und lokal auch Chloritoid. In diesem Komplex befinden sich unabhängig von der Glaukophanführung der Phyllitgneise kleine Zwischenlagen von hauptsächlich aus Glaukophan bestehenden, bisweilen von Saussurit-, Gabbro- und Jadeitgesteinen, wie auch von Serpentin und Talkschiefern begleiteten Felsarten, welche auf Síphnos in einem Horizont, auf Syra jedoch in mehreren Niveaus an-

[1]) Über die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Síphnos und Tinos. Jahrb. d. k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrg. 1887, Bd. **37**, S. 31 ff.

[2]) Beiträge, S. 22.

[3]) a. a. O., S. 7 ff.; auch Philippson: Beiträge, S. 22.

[4]) a. a. O., S. 24 ff.

[5]) Beiträge, S. 22—23.

[6]) Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Síphnos (mit 5 Fig. und einem Profil im Text und einer Tafel). Miner.-petrogr. Mitt., Bd. XXVI, 1907, H. 4, S. 257—320. Referat im Geol. Zentralbl. Bd. XI. Nr. 139.

zutreffen sind. Diese Einlagerungen sind eruptiven Ursprungs. Die Phyllitgneise dagegen sieht er als ursprüngliche Sedimente an, über deren metamorphische Ursache und diejenige der Einlagerungen man vorläufig nichts aussagen kann; wohl aber sind darüber zwei Momente zu berühren, erstens, daß die Bildung der Pyroxen- und Amphibolgesteine nicht parallel mit Druckwirkungen verläuft, und zweitens, daß das Auftreten von Turmalingängen darin, die sich als Dependenzen der großen granitischen Massen kundgeben, die sämtliche Gruppen der kykladischen Gesteine durchbrechen, auf eine endogene Einwirkung hindeutet. Die Phyllitgneise gehen nach unten in Zweiglimmer- und Muscovitgneise über, in denen KTENAS die „Gneise" der unteren Horizonte des kykladischen Grundgebirges sieht und demnach das geologische Niveau der krystallinen Bildungen von Syra tiefer stellt, als es PHILIPPSON annahm. Nach ihrer Beschreibung sehe ich jedoch in diesen Gneisen meinen Schiefergranit und in den Phyllitgneisen vielleicht injizierte Schiefer. Erstere Gneise sind nämlich mittelkörnig mit relativ geringer Beteiligung des Glimmers. Sie sind charakterisiert durch dickschiefrige oder seltener feinflaserige Struktur bei Betrachtung des Querbruches; bisweilen tritt eine stengelige Struktur hervor, und dann nimmt das Gestein ein granitisches (richtungslos körniges) Gepräge an. Der Glimmer, Muscovit oder auch Biotit, kommt zum größten Teil in isolierten Schuppen vor, seltener bildet er zusammenhängende Membranen. Von akzessorischen Gemengteilen ist zunächst Granat, dann Magneteisen und Rutil zu nennen. Die Phyllitgneise, die ähnlich den Glimmerschiefern von Attika und Peloponnes sein sollen, sind makroskopisch meist dünnschiefrige, glimmerreiche Gesteine, deren Schieferungsflächen seidenartig glänzen oder nur schimmern. Der farblose Glimmer (Muscovit) wird nicht selten von Chlorit ersetzt, ebenso ist die Führung von Calcit eine gewöhnliche Erscheinung. Der Quarz liegt meist in abgerundeten Körnern zwischen den Feldspatindividuen, bildet auch mosaikartige Aggregate und herrscht als solcher bisweilen vor dem Feldspat vor oder verdrängt ihn vollständig, so daß glimmerschieferartige und quarzitische Varietäten entstehen.

Anáphi soll Granit und Syenit führen (schiefrige?)[1], und Nikarià besteht nach Ross[2]) und PHILIPPSON[3]) vorwiegend aus Granit (schiefrigem?). Das Grundgebirge von Mílos, das dort ganz lokal zutage tritt, besteht nach EHRENBURG[4]) aus

[1]) FIEDLER: Reise, II, S. 331—336.
[2]) Inselreisen, Bd. II, S. 157, erwähnt bei PHILIPPSON.
[3]) Beiträge, S. 109.
[4]) Die Inselgruppe von Milos, 1889, S. 18 und 98—100.

Gneisen, welche nach oben in Talkschiefer und Muscovitschiefer, worunter auch nach VOM RATH[1]) Andalusitschiefer vorkommt, übergehen, und die sehr stark gefaltet und klein gefältelt sind. FIEDLER erwähnt das Vorkommen von gneisartigen Gesteinen auf Síkinos[2]), und ich konstatierte in den Glimmerschiefern von Iraklià eine schmale Gneiseinlage (Schiefergranit)[3]). Aber auch bei Inseln, wo kein Granit zutage tritt, und die in ihrem krystallinischen Element vorzugsweise aus Glimmerschiefer bestehen, wie Kéa, Kythnos, Andros, sind jedenfalls verborgene Granitstöcke in der Tiefe oder in der Nachbarschaft anzunehmen. So kommen auch in diesen Glimmerschiefern, die noch, nach PPILIPPSON, phyllitähnliche Schiefer enthalten, nach demselben „feinkörnige Gneise" vor[4]).

Endlich sei auf den Mineralreichtum der Kykladen hingewiesen, von welchem manche Vorkommnisse in ursächlichem Zusammenhang mit der Eruption von schiefrigen Graniten stehen dürften. Des Smirgels von Síkinos und Iraklià habe ich schon gedacht, und ich füge noch den von Páros und Ios (? hier aus losen Fundstücken nach PHILIPPSON)[5]) hinzu. Ferner sind enthalten im Grundgebirge[6]), wenn auch meist in nicht abbauwürdigen Mengen, Eisenerze: auf Sériphos[7]), Kýthnos, Kéa, Síphnos, Syra, Antíparos, Síkinos, Santorín [Amorgós]; Mangan- und Manganeisenerze: auf Mílos, Kímolos, Andros, Páros; zink- und silberhaltige Bleierze: auf Antíparos, Anáphi, Denúsa, Síphnos, Sériphos, Santorín, Kéa, Mílos, Kímolos, Makronisi, Andros, Kýthnos, Pholégandros, Síkinos; Kupfererze: auf Andros, Páros, Sériphos; Silbererze (silberhaltiger Baryt): auf Mílos, Kímolos.

Behufs des Auftretens und der Verteilung von „Gneis"-Massiven innerhalb des kykladischen Grundgebirges überhaupt

---

[1]) Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland, 1887, S. 19.

[2]) Reise, II, S. 152 und 155.

[3]) Die Insel Iraklià usw.

[4]) Beiträge, S. 144.

[5]) GOBANTZ (a. a. O., S. 144) erwähnt auch Smirgel auf dem nicht krystallinen Amorgós (?).

[6]) Vergl. CORDELLA: Berg-, Hütten- und Salinenwesen Griechenlands. Preuß. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Berlin Bd. **49**, Juli 1901; auch ZENGHELIS: Les minerais et minéraux utiles de la Grèce. Extrait des comptes rendus de Ve Congrès intern. de chimie appliquée à Berlin, Athènes 1903.

[7]) Nach VALLINDAS in direkter Beziehung mit Granitgängen (*Ἡ νῆσος Σέριφος* [Die Insel Sériphos. Struktur und Erzlagerstätten]. Bull. d. naturf. Ges. in Athen 1906, 3, S. 58—61, und 4, S. 74—76: Referat im geol. Zentralbl., Bd. IX, Nr. 1418.

sei folgende, sehr beachtenswerte Darstellung von PHILIPPSON[1]) angeführt:

„Die Kykladen, abgesehen von den südöstlichen, aus Sedimentärgesteinen aufgebauten Inseln, bilden eine große krystalline Masse, die mit dem krystallinen Gebirge von Attika und Südeuböa zusammenhängt. Vergebens sucht man in den mehr oder weniger steil aufgerichteten krystallinen Gesteinen der Kykladen eine allgemeine, vorherrschende Streichrichtung. Wir sehen eine Anzahl von rundlich umgrenzten Gneismassiven aufragen. Innerhalb einer jeden dieser Massen ist das Streichen ziemlich konstant und unabhängig von dem Verlauf der Umgrenzung der Masse. . . . Diese Gneismassen werden nun umschlungen und gleichsam umflochten von Schieferzonen der verschiedensten Richtungen. Es scheint, als ob im großen und ganzen die Schiefer sich im Streichen an die Grenzen der Gneismassen anschmiegen. Insofern ähnelt die Struktur des ganzen Gebirges einem Augengneis, die Gneismassen entsprechen den Feldspataugen, die Schieferzonen den sich daranschmiegenden Glimmerlamellen. Aber im einzelnen sind die Schiefer noch weit mehr zerknittert, als es die Glimmerlamellen des Augengneises zu sein pflegen.

In den nördlichen Kykladen, außerhalb des Bereiches der Gneismassive, beginnt eine bestimmte Richtung, nordöstliches Streichen, vorzuherrschen, dasselbe, welches auch in Attika und namentlich in Südeuböa überwiegt. Aber gerade hier wimmelt es von Ausnahmen, ist die Zerknitterung am stärksten ausgebildet. Dabei erheben sich aus dem Gewirr der verschiedenen Streichrichtungen mehrere elliptisch umgrenzte Schichtgewölbe heraus, ganz ähnlich wie in Attika (z. B. Pentelikon). Sie scheinen geradezu den Gneismassen der südlichen Inseln zu entsprechen, nur daß der Gneis nicht entblößt ist. Man kann sich vorstellen, daß unter diesen Gewölben Gneismassive in der Tiefe verborgen liegen. Die Längsachsen der Ellipsen haben verschiedene Richtungen . . .“.

Es genügt, in dieser Schilderung das Wort „Gneis“ (= Urgneis) durch dasjenige des „schiefrigen Granites“ (Granitlakkolithes) zu ersetzen, um sich den Grundbau und den Metamorphismus des kykladischen Grundgebirges zu vergegenwärtigen. Das Alter dieses Metamorphismus fällt nach den obigen Ausführungen mit demjenigen der Eruptionen der schiefrigen Granite zusammen. Es muß ein hohes sein und daher ein nach den zwei Haupteruptionszeiten verschiedenes.

[1]) Beiträge, S. 148—149.

Sehr wahrscheinlich darf die von Deprat auf Euböa festgestellte Diskordanz von sicher carbonischen und wahrscheinlich auch devonischen Schichten über dem dortigen Grundgebirge als eine obere Altersgrenze der Eruptionen und somit der Metamorphismen gelten. So besteht dieses Gebirge, das nach demselben Forscher lange vor der hercynischen (carbonischen) Faltung der ältesten Sedimente dort als ein fertig gefalteter, die Rolle eines Horstes bei späteren Bewegungen spielendes Massiv da lag, in seiner Basis aus muscovitreichen Glimmerschiefern, die stellenweise in dichte Granulite (leptynites compactes) übergehen, „in denen man vielleicht lagerartig eingeschaltete Zweiglimmergranite (granulites interstratifiées) sehen muß, die die Glimmerschiefer metamorphosierten und mit Kieselsäure injizierten[1])“. Auf Nordeuböa besteht das Grundgebirge zu unterst aus einem „zersetzten Zweiglimmergranit (granulite décomposée), teils pegmatitisch, teils aplitisch, aus Orthoklas und Mikroklin mit Quarz. Der Kali-Glimmer ist wenig verbreitet“. Es folgen Glimmerschiefer und Gneise, Eklogite usw.[2]).

[1]) Deprat: Note préliminaire sur la géologie de l'île d'Eubée. Bull. soc. géol. de France, 4e série, III, 1903, S. 230. — Auch Étude, S. 30.

[2]) Deprat: Étude, S. 37—39.

Manuskript eingegangen am 30. Mai 1908].

4. Der Nachweis von Lias in der Argolis.

Von Herrn CARL RENZ, z. Zt. in Corfu.

Hierzu Taf. IV und 2 Textfiguren.

Während im westlichen Griechenland, in Epirus und auf den Ionischen Inseln Lias-Ablagerungen in sehr weiter Verbreitung und reicher paläontologischer Entwicklung schon seit längerer Zeit bekannt sind[1]), ist es mir erst jetzt gelungen, diese Formation auch im östlichen Hellas, und zwar in der Argolis, nachzuweisen.

Der Jura selbst war allerdings in Griechenland zum erstenmal in der Argolis ermittelt worden, nämlich: die Kimmeridge-Stufe bei Nauplion durch die Expédition scientifique de Morée[2]) und ein ebenfalls oberjurassischer Ellipsactinienkalk bei Hagios Vasilios durch A. PHILIPPSON[3]). Die Kimmeridge-Funde bei Nauplion wurden zwar von PHILIPPSON angezweifelt, sind aber neuerdings von CAYEUX, der eine genaue Untersuchung der Gebirge bei Nauplion vornahm, bestätigt worden[4]).

Näheres über die geologische Erforschung der Argolis findet sich in dem Literaturbericht meiner früheren, in dieser Zeitschrift erschienenen Abhandlung[5]) über „Trias und Jura in der Argolis".

In dieser Arbeit beschrieb ich die von mir in der Argolis beim Hieron von Epidauros (Asklepieion) aufgefundenen, äußerst fossilreichen Trias-Bildungen und wies zugleich auf die in der Nähe der Trias anstehenden, vermutlich oberjurassischen kalkig-tonigen Ablagerungen mit Diceratiden hin.

---

[1]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 213—301.

[2]) Expédition scientifique de Morée II, 2, Paris, 1833. Géologie et Minéralogie par BOBLAYE et VIRLET.

[3]) Diese Zeitschr. 1890, Bd. **41**, S. 765 und A. PHILIPPSON: Der Peloponnes, Berlin 1892, S. 36 u. 390.

[4]) L. CAYEUX: Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). Bull. soc. géol. France 1904, 4. série, IV, S. 87 ff.

[5]) CARL RENZ: Trias und Jura in der Argolis. Diese Zeitschr. **58**, 1906, S. 379—395.

Ferner hatte ich aus einem rötlichen Kalk zwischen Limnaes und Angelokastron ein fragmentäres *Phylloceras* aus der Formenreihe des *Phylloceras Capitanei* erhalten. Es handelt sich um ein in der voranstehend zitierten Abhandlung abgebildetes Stück[1]). Da seine schlechte und dazu noch einseitige Erhaltung eine spezifische Bestimmung ausschließt, so bleibt der stratigraphische Wert dieses Ammonitenbruchstückes für die Horizontierung des ostgriechischen Juras relativ gering.

In Anbetracht der langen geologischen Lebensdauer dieser Phyllocerengruppe — ihre Angehörigen besitzen die weite Vertikal-Verbreitung vom mittleren Lias bis zum Tithon — konnte auch bei Angelokastron nur wieder ganz allgemein das Vorkommen von Jura angenommen werden, ohne daß es möglich gewesen wäre, eine bestimmte Stufe auszuscheiden.

Die Bedeutung dieses Phylloceras bestand indessen darin, daß man nach der äußeren Erscheinung der Kalke zunächst an Trias, und zwar an Bulogkalke, denken konnte.

Auf Grund des betr. Phylloceren-Fundes kommt jedoch für die roten Kalke bei Angelokastron nur ein jurassisches Alter in Betracht, allerdings, wie schon oben hervorgehoben, in der weiten Begrenzung vom Mittellias bis zum Tithon.

Dem Lias gehören diese Kalke wohl nicht an, denn sie weichen faciell von den sonst in der Argolis herrschenden liassischen Sedimenten ab, während andererseits gerade die habituelle Übereinstimmung des jetzt von mir festgestellten argolischen Lias mit den viel ferner gelegenen westgriechischen Vorkommen besonders auffällt.

Bei einem zweiten Besuch der Lokalität fand ich nur mehr eine zweifelhafte Belemnitenart von mittel- bis oberjurassischem Gepräge.

Vorbehaltlich weiterer Funde dürfte daher auch zwischen Limnaes und Angelokastron mit der Existenz der höheren Jura-Horizonte zu rechnen sein.

Mannigfache Bildungen des oberen Juras sind ja auch sonst, wie bereits eingangs angegegeben, in der Argolis angetroffen worden. Doch werden die weite räumliche Trennung der einzelnen Vorkommen, ihre noch nicht genügend geklärten Lagerungsverhältnisse und der Mangel an zureichendem paläontologischen Beweismaterial einer näheren Horizontierung und zusammenfassenden Darstellung des griechischen Malms stets große Schwierigkeiten entgegensetzen. Es lassen sich auch keinerlei Vergleiche mit dem oberen Jura im Westen des

[1]) a. a. O., Taf. XIX.

Landes anstellen. Hier dürften Ablagerungen dieses Alters in der Facies des Schiefer-Plattenkalk-Systems entwickelt sein, wenngleich entscheidende Malm-Fossilien darin noch nicht gefunden worden sind.

Um so bemerkenswerter ist jedenfalls im Lias die weitgehende facielle und faunistische Ähnlichkeit zwischen den ost- und westgriechischen Vorkommen.

Die wichtigsten Aufschlüsse des jetzt festgestellten argolischen oberen Lias befinden sich in der Umgebung des Dorfes Apano-Phanari.

Die roten oberliassischen Ammonitenkalke und Mergel von Phanari liegen in dem von A. PHILIPPSON mit der Rudistenkreide gleichgestellten „Kalk von Phanari", ebenso wie die roten manganreichen Cephalopodenkalke beim Asklepieion, die sämtliche Horizonte von den *Trinodosus*- bis zu den *Aonoides*-Schichten aufwärts umfassen, oder die kieseligen *Lobites ellipticus*-Kalke bei der Kapellenruine Hagios Andreas usw.

Der „Kalk von Phanari" löst sich daher in eine ganze Reihe verschiedener Altersstufen auf.

Westlich von Apano-Phanari ist eine weite Hochmulde eingesenkt, die ihren Abfluß in der nach Karatzá hinunterziehenden Talschlucht hat. In ihrem westlichen Teil liegt die kleine Kapelle Hagios Georgios, und wenig nördlich hiervon stehen die roten oberliassischen tonigen Knollenkalke und kalkigen Mergel an, die sich am ganzen Nordrand der Hochfläche entlangziehen bis Ano-Phanari. Diese verhältnismäßig geringmächtigen, roten tonigen Kalke und Mergel, die den Oberlias repräsentieren, lieferten die folgende Fauna:

1. *Hildoceras bifrons* BRUG.,
2. *Hildoceras Levisoni* SIMPSON,
3. *Hildoceras Mercati* HAUER,
4. *Hildoceras quadratum* HAUG,
5. *Hildoceras serpentinum* REIN.,
6. *Harpoceras subplanatum* OPPEL,
7. *Coeloceras Desplacei* ORB.,
8. *Coeloceras* cf. *crassum* PHIL. mut. *mutabilecostata*,
9. *Lytoceras Forojuliense* MENEGH.,
10. *Lytoceras* cf. *cornucopia* YOUNG und BIRD.,
11. *Phylloceras Nilssoni* HÉBERT,
12. *Phylloceras heterophyllum* SOW.

Dieselben roten tonigen und knolligen Kalke setzen sich dann südlich von Apano-Phanari weiter fort und sind sowohl am Wege, der nach Kato-Phanari hinabführt als auch in der





Oberlias von Apano-Phanari in der Argolis.
Zwei Aufschlüsse im Norden von Hagios Georgios.
(Original-Aufnahmen von Carl Renz.)

Richtung gegen Karatzá aufgeschlossen, namentlich bei und unterhalb der südwestlich von Apano-Phanari entspringenden Quelle.

Von hier stammen die bezeichnenden Arten:

1. *Hildoceras bifrons* Brug.,
2. *Hildoceras* cf. *Erbaense* Hauer,
3. *Phylloceras heterophyllum* Sow. s. str.,
4. *Phylloceras Nilssoni* Hébert,

während zwischen Ano- und Kato-Phanari ein spezifisch nicht näher bestimmbares *Lytoceras* sowie *Phylloceras* spec. gefunden wurden.

Die roten, ammonitenführenden, tonigen Kalke und Mergel, die im Hochtal der Hagios Georgios-Kapelle im allgemeinen nach SSO zu einfallen[1]), werden nach oben zu mehr kalkig, sind dünngeschichtet und zeigen eine brecciöse Struktur. In den höheren Partien stellen sich auch graue Kalkbänke mit Hornsteinknollen ein. Über diesen Schichten, die jedenfalls schon dem Dogger angehören, erfüllen dann Schiefer, z. T. als rote Kalkschiefer ausgebildet, und Hornsteine mit Serpentin die Mulde westlich von Apano-Phanari.

Die Kapelle Hagios Georgios selbst steht auf Serpentin. Es sei hierbei nochmals bemerkt, daß die bei Nauplion entdeckten Kimmeridge-Fossilien in einem Serpentinkonglomerat vorkommen.

Die in der westgriechischen, epirotischen und ionischen Schiefer-Hornsteinfacies des Doggers so weit verbreiteten Hornsteinplatten mit *Posidonia alpina* scheinen dagegen in der Argolis nicht entwickelt zu sein.

Das Liegende der roten tonigen Knollenkalke und Mergel, die *Hildoceras bifrons* und andere typische Arten des Oberlias führen, wird von hellen Kalken gebildet, die in jeder Hinsicht mit den entsprechenden Kalken im Westen des Landes (Epirus, Corfu, Leukas, Akarnanien usw.) übereinstimmen, wie ich mich auf der Route von Hagios Georgios nach Koljaki überzeugen konnte. Infolge einer tektonischen Störung betritt man auf diesem Wege kurz vor der ersten Einsattelung noch ein zweites Mal die roten tonigen Kalke und Mergel des Oberlias, ebenfalls mit:

1. *Hildoceras bifrons* Brug.,
2. *Harpoceras subplanatum* Oppel,
3. *Phylloceras Nilssoni* Hébert,
4. *Phylloceras heterophyllum* Sow.,
5. *Lytoceras* spec. ind.

[1]) Nördl. Kapelle Streichen N 70 Ost, Fallen 40° Süd und südl. der Quelle N 60 Ost, Fallen 20° Süd.

Weitere Vorkommen von roten tonigen Kalken und Mergeln finden sich nördlich oberhalb Karatzá, wo leider keine Versteinerungen ermittelt wurden, sowie am Südabsturz des Ortholithi, hier mit einem *Phylloceras* aus der Gruppe des *Phylloceras heterophyllum* Sow. Die Cephalopoden sind an dieser Stelle nicht seltener als in der Umgebung von Apano-Phanari, lassen sich aber aus dem bedeutend härteren Gestein nicht unversehrt isolieren.

Am Ortholithi stehen die oberliassischen Schichten senkrecht (Streichen etwa West-Ost); der Gipfel besteht aus den älteren hellen Kalksteinen, die Einsenkung[1]) zwischen Ortholithi und Dydimaberg aus den Gesteinen der Schiefer-Hornstein-Facies.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß der Lias der Argolis sich in facieller Hinsicht den gleichalten Bildungen im Westen des Landes anschließt. Auch in Epirus, Akarnanien und auf den Ionischen Inseln sind die roten, gleichfalls verhältnismäßig geringmächtigen, tonigen Knollenkalke und kalkigen Mergel das vorherrschende Sediment des Oberlias.

Ferner dürften auch in der Argolis die darunterliegenden hellen Kalke noch den Unterlias umfassen und sich mit den obertriadischen Dachsteinkalken zu einer einheitlichen Masse zusammenschließen.

Dabei ist allerdings die Einschränkung zu machen, daß ich den Kontakt zwischen dem Oberlias und den älteren Kalken noch nicht hinreichend klar aufgeschlossen gefunden habe. Trotz der anscheinend konkordanten Lagerung könnte also hier zwischen Dachsteinkalk und Lias immerhin noch eine Lücke vorhanden sein. Irgendwelche Anzeichen für das Vorkommen der westgriechischen Aspasia-Fauna konnten bis jetzt nicht ermittelt werden.

Die petrographische Übereinstimmung zwischen dem Oberlias im Osten und Westen der südlichen Balkanhalbinsel ist jedenfalls erwiesen. Das gleiche gilt auch von der Zusammensetzung der Tierwelt. Die gesamte Fauna des argolischen Oberlias enthält nach meinen größtenteils schon in Griechenland ausgeführten Bestimmungen bis jetzt die folgenden Arten:

1. *Hildoceras bifrons* Brug.,
2. *Hildoceras Levisoni* Simpson,
3. *Hildoceras serpentinum* Rein.,
4. *Hildoceras Mercati* Hauer,

---

[1]) Paß zwischen Karatzá und Potami.

5. *Hildoceras quadratum* HAUG,
6. *Harpoceras subplanatum* OPPEL,
7. *Coeloceras Desplacei* ORB.,
8. *Coeloceras crassum* PHIL. mut. *mutabilecostata* PRINZ,
9. *Phylloceras Nilssoni* HÉBERT,
10. *Phylloceras heterophyllum* SOW.,
11. *Lytoceras Forojuliense* MENEGHINI,
12. *Lytoceras* cf. *cornucopia* YOUNG u. BIRD.

Das sind fast durchweg Formen, die ich schon früher aus dem Oberlias von Leukas, Corfu, Ithaka, Kephallenia, Kalamos, Epirus und Akarnanien bestimmt hatte[1]. Eine Ausnahme hierin macht allein *Lytoceras Forojuliense* MENEGHINI, der bisher in den äquivalenten Sedimenten des Westens noch nicht angetroffen wurde. Die letztere Art wird sonst nur aus dem Oberlias der Lombardei und des Bakony angegeben. Im allgemeinen ist bei den Ammonitenfaunen des griechischen Lias wie bei denen der argolischen Hallstätterkalke die außerordentliche Gleichförmigkeit und das höchst seltene Vorkommen bezeichnender Lokalarten bemerkenswert. Zu den häufigsten Arten des argolischen Oberlias gehört *Hildoceras bifrons* BRUG., der auch in den oberliassischen Faunen des westlichen Hellas den höchsten Prozentsatz aufweist. Zahlreich sind ferner *Harpoceras subplanatum* OPPEL und die Phylloceren, besonders *Phylloceras Nilssoni* HÉBERT; seltener dagegen die Lytoceren sowie *Hildoceras Levisoni* SIMPSON und *Hildoceras quadratum* HAUG. Nur vereinzelt kommen die Coeloceren, *Hildoceras Mercati* HAUER und *Hildoceras serpentinum* REIN. vor, während der im westgriechischen Oberlias so verbreitete *Hildoceras comense* BUCH in meinen argolischen Aufsammlungen auffallenderweise überhaupt nicht vertreten ist.

Im allgemeinen sind die Lias-Ammoniten in den argolischen Ablagerungen aber doch spärlich verteilt, und es mußte verhältnismäßig viel Zeit aufgewendet werden, um die vorliegende Faunula zusammenzubringen.

Die gesammelten Arten genügen jedoch, was Niveaubeständigkeit und Erhaltung anlangt, allen Anforderungen für eine präzise Altersbestimmung.

Es ist somit auch in der Argolis das Vorkommen von Lias gewährleistet. Zum ersten Mal wird diese Formation

[1]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 236.

sowohl im Peloponnes als überhaupt im östlichen Griechenland nachgewiesen.

Der Lias der Argolis erinnert ebenso wie der ihm faunistisch und faciell gleichartige westgriechische Lias an die südalpinen, apenninischen und ungarischen Vorkommen dieser Formation.

Entsprechend der im westlichen Griechenland meist vorhandenen größeren Kontinuität der Fossilführung ist dort natürlich auch die Einzelgliederung schon weiter gediehen als in der Argolis und an manchen Punkten vom Mittellias bis zur Bath-Stufe durchgeführt[1]). Irgendwelche Ammonitenspezies, die für eine der Doggerzonen sprechen würden, sind bis jetzt in der Argolis noch nicht ermittelt worden und der paläontologische Nachweis bleibt vorerst auf den Oberlias beschränkt.

Trotz der Unterbrechungen des Zusammenhanges der mesozoischen Formationen Griechenlands sind die Beziehungen des älteren hellenischen Mesozoicums zu dem der Alpen und Apenninen durchaus zweifellos.

Wie schon erwähnt, finden sich die argolischen Lias-Vorkommen in dem von A. PHILIPPSON[2]) zur Oberkreide gerechneten „Kalk von Phanari".

Der „Kalk von Phanari" lagert nach diesem Autor einer Schieferformation auf („Schieferformation von Lygurio"), die ihrerseits wieder über dem „Kalk von Cheli" folgt, den PHILIPPSON als Oberjura-Unterkreide betrachtet.

Meine bisherigen noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen in der Argolis haben statt dessen in großen Zügen etwa folgendes geologische Bild ergeben.

Die „Kalke von Phanari" sind ebensowenig wie die „Kalke von Cheli" oder die „Schieferformation von Lygurio" einheitlich entwickelt.

Die „Kalke von Cheli" entsprechen in der Umgebung von Cheli den obertriadischen Dachsteinkalken[3]), enthalten aber innerhalb der ihnen von A. PHILIPPSON zugeschriebenen Ausdehnung u. a. auch oberjurassische Ellipsactinienkalke, so-

---

[1]) CARL RENZ: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrbuch der Österr. geol. R.-A. 1906, **56**, S. 745 ff. — Oberer und Mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. 1908, Bd. **60**, Monatsber. Nr. 5, S. *124* ff.

[2]) A. PHILIPPSON: Der Peloponnes. Berlin 1892, S. 42 ff., S. 52 ff.

[3]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. für Min. etc., Beil.-Bd. XXI, S. 225 (1905).

wie die obenerwähnten Jurakalke zwischen Limnaes und Angelokastron. Die charakteristischen Oberlias-Ablagerungen habe ich dagegen in dieser nördlichen Hälfte der Argolis noch nicht auffinden können.

Die jurassischen Vorkommen liegen im Norden des breiten Zuges von obertriadischem Dachsteinkalk, der entlang der Furche von Lygurio quer durch die Halbinsel streicht.

Die in dieser Senke anstehenden, meist weicheren und jüngeren Gesteine sind gegen die älteren Kalke abgebrochen.

Die orographisch scharf hervortretende Furche von Lygurio entspricht daher gleichzeitig auch einer tektonisch wichtigen Verwerfungslinie.

In der Bruchspalte von Lygurio finden sich sowohl obercretazische Rudistenkalke mit den sie begleitenden Schiefergesteinen (an der Straße Nauplion—Lygurio bei ΣT. 6, sowie oberhalb der Mühle von Alt-Epidauros u. a.), als auch Ablagerungen des Kimmeridge (bei Lygurio und Kremos).

Die den cretazischen und oberjurassischen Bildungen der Furche von Lygurio zunächstgelegenen Teile der „Kalke von Phanari" sind gleichfalls durch Brüche von diesen jüngeren Formationen geschieden.

Die westliche Partie des PHILIPPSONschen „Phanarikalkes" besteht wohl vorwiegend aus triadischen Schichten, deren im allgemeinen NO—SW bis ONO—WSW gerichtete Falten in Schollen zerstückelt sind.

Im Asklepieiontal fand ich allerdings auch Quarzkeratophyre mit den sie begleitenden grünen keratophyrischen Tuffen[1], die (nach der mikroskopischen Untersuchung von Herrn Prof. MILCH) den devonischen Lenne-Keratophyren Westfalens vollkommen entsprechen.

Ob die hellenischen Quarzkeratophyre und keratophyrischen Tuffe gleichfalls dem Devon angehören, bleibt noch fraglich; nur so viel steht fest, daß sie ein höheres Alter besitzen, als die ihnen benachbarten roten Kalke mit *Ceratites trinodosus*[2]. In derselben roten Kalkfacies ist hier beim Asklepieion von den Trinodosuskalken an aufwärts bis zu den Aonoidesschichten einschließlich eine ununterbrochene Folge von Ammoneen-Zonen zu beobachten, wie man sie in dieser

[1]) CARL RENZ: Trias und Jura in der Argolis. Diese Zeitschr. 1906, **58**, S. 390.

[2]) CARL RENZ: Über neue Trias-Vorkommen in der Argolis. Centralblatt für Min., Geol. u. Pal. 1906, Nr. 9, S. 270. — Trias und Jura in der Argolis. Diese Zeitschr. 1906, Bd. **58**, S. 385 ff.

einheitlichen Entwicklung auch in den Alpen noch nicht kannte.

Südlich von Lygurio findet sich bei Hagios Andreas noch ein zweites ausschließlich unterkarnisches Cephalopoden-Vorkommen[1]). Die hellgrauen bis rötlichen kieselreichen Triaskalke von Hagios Andreas weichen jedoch faciell von den gleichalten, roten, manganhaltigen Kalken beim Asklepieion ab und lieferten nach meinen Bestimmungen neben dem, diesen Horizont bezeichnenden *Lobites ellipticus* HAUER noch eine Fülle unterkarnischer Ammonitentypen, daneben aber auch vereinzelte Brachiopoden (*Waldheimia Eudoxa* BITTNER), Gastropoden und Zweischaler.

Durch die Mannigfaltigkeit der Ammoneen-Faunen, die bei ihrem alpinen Grundcharakter doch auch östliche Typen (Himalaja, Propontis) aufweisen, sowie durch die an die reichsten Fossilienlager der Alpen erinnernde Aufhäufung zahlloser Cephalopoden erheben sich die Fundorte im Asklepieiontal weit über die sonstigen bis jetzt bekannten Trias-Vorkommen der südosteuropäischen Halbinsel.

Zwischen Asklepieiontal und Bedenital[2]) sind hornsteinreiche, plattige Kalke und größere Komplexe von Hornsteinen vorherrschend.

Die Hornsteinplatten führen lokal Halobien und Daonellen und dürften karnisch-unternorische Äquivalente repräsentieren. Faciell gleiche Halobien- und Daonellen-Schichten sind nach meinen Untersuchungen auch in der westgriechischen Trias weit verbreitet.

Den Abschluß der Trias nach oben bilden auch südlich der Furche von Lygurio die hellen Dachsteinkalke, die, wie schon bemerkt, in gleicher Entwicklung auch in den Lias hinaufzugehen scheinen.

Vom Koljaki-Tal ab nach Südosten zu übernehmen diese Kalke wieder in der Hauptsache den Aufbau des Gebirges und über ihnen lagern dann bei Ano-Phanari und am Ortholithi die im voranstehenden Text ausführlich beschriebenen Oberlias- und sonstigen Jurabildungen. Der Dydima besteht wieder aus Dachsteinkalk.

Zweifellos durch eine Verwerfungslinie hiervon getrennt, wird der östliche Zipfel der Argolis von Schiefergesteinen

[1]) CARL RENZ: Trias und Jura in der Argolis. Diese Zeitschr. 1906, Bd. **58**, S. 389. — Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 77 ff.

[2]) Unterhalb Adami treten übrigens nochmals keratophyrische Tuffe auf.

eingenommen, die in der Schichtentabelle PHILIPPSONs noch über seinen „Kalken von Phanari" angesetzt werden („Schieferformation des Aderes-Gebirges").

An den wenigen Punkten, wo ich diese Gesteine bis jetzt gesehen habe, erinnerten sie mich lebhaft an die obercarbonischen Schiefer Attikas, deren Alter ich erst jüngst durch Fossilfunde (Fusulinen aus der Gruppe der *Fusulina alpina* und *Paralegoceras atticum* nov. spec.) festgestellt habe, sowie an die wohl gleichfalls carbonischen Schiefer und Grauwacken von Amorgos.

Andererseits kommen aber auch auf der Insel Dokos, die in dem grabenartigen Einbruch zwischen dem vornehmlich triadischen Hydra und dem argolischen Festland aus den Fluten des hermionischen Golfs emportaucht, gleichfalls Schiefergesteine vor, die jedoch mit typischen Rudistenkalken in Verbindung stehen.

Immerhin dürfte auch die Einheitlichkeit der „Schieferformation des Aderes-Gebirges" nicht aufrecht zu erhalten sein.

Da das genaue Alter der Keratophyre und keratophyrischen Tuffe ebenfalls noch nicht feststeht, beginnt die sicher nachweisbare Sedimentreihe in der Argolis mit den Trinodosuskalken.

Von hier ab ist die Schichtenfolge bis zum Dogger im großen und ganzen geklärt, nachdem mir nunmehr auch der Nachweis von Oberlias in der Argolis gelungen ist.

In das durch meine Triasfunde[1]) schon total umgeänderte Kartenbild der Argolis ist somit abermals eine neue Formation einzufügen.

Die hier besprochene Schichtenfolge der Argolis gehört wie die Hauptmasse der präneogenen Ablagerungen von Attika Hydra und Amorgos einem altmesozoisch-paläozoischen Sedimentsaum an, der sich um das attisch-kykladische Centralmassiv herumlegt und jenseits in den Inseln der kleinasiatischen Seite fortsetzt.

Eine ältere mesozoische Faltung, auf welche die Entstehung der Mittelgebirge zurückgeführt werden kann, ist in hohem Grade wahrscheinlich, aber noch nicht nachgewiesen.

[1]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 220 ff. — Über neue Trias-Vorkommen in der Argolis (Trinodosus-Schichten). Centralblatt für Min. 1906, Nr. 9, S. 270. — Trias und Jura in der Argolis. Diese Zeitschr. 1906, Bd. 58, S. 379 ff. — Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. geol. R. A. 1907, Nr. 4, S. 77 ff.

Ebensowenig habe ich in der Argolis bis jetzt Andeutungen der älteren posttriadischen Bruchbildung gefunden, die auf Amorgos in dem Grabenbruch von Kryoneri sehr deutlich in Erscheinung tritt.

Dagegen beruht der Grundzug der heutigen Landschaftsformen sowohl an der mannigfach gegliederten Küste mit ihren Inseln und Halbinseln, wie in dem gebirgigen Innern auf den tektonischen Bewegungen des Jungtertiärs und den Brüchen und Sprüngen[1]) der neogenen bis quartären Dislokationsperiode.

Paläontologischer Anhang.

Die Liasfauna der Argolis.

Da aus der Argolis und überhaupt aus dem östlichen Hellas noch keine liassischen Fossilien bekannt und beschrieben sind, glaube ich die von da stammenden stratigraphisch wichtigen Oberlias-Ammoniten etwas ausführlicher behandeln zu müssen. Die Cephalopoden sind durchweg ohne Schale als Steinkerne erhalten, deren Skulptur im Durchschnitt gut konserviert ist. Sämtliche Stücke wurden vom Verfasser gesammelt und bestimmt.

Oberlias.

Hildoceras bifrons Bruguière.

Taf. IV Fig. 1 u. 5.

1792. *Ammonites bifrons* Bruguière, Encyc. méth. I, Nr. 15, S. 40.
1815. *Ammonites Walcotti* Sowerby, Mineral. Concholog. of Great Britain II, Taf. 106, S. 7.
1822. *Ammonites Hildensis* Young und Bird, Geol. Yorkshire coast, Taf. XII, Fig. 1.
1831. *Ammonites bifrons* Deshayes, Coquilles caracter., Taf. VII, Fig. 7, S. 236.
1843. *Ammonites bifrons* Orbigny, Paléont. franç. Terrains jurassiques, S. 219, Taf. 56 (feingerippte Varietät).
1846. *Ammonites bifrons* Catullo, Mém. geog. paleoz. sulle Alpi Venete, Mem. Ital. soc. delle scienze Modena, Bd. XXIV, S. 130, Taf. V, Fig. 3 (feingerippte Varietät).
1846. *Ammonites bifrons* Quenstedt, Cephalopoden, S. 108, Taf. VII, Fig. 13 u. 14.
1853. *Ammonites bifrons* Chapuis et Dewalque, Descr. des fossiles des terrains secondaires de la province de Luxembourg, Mem. Acad. Brüssel, S. 606, Taf. IX, Fig. 3.
1858. *Ammonites bifrons* Oppel, Juraformation, S. 242.
1867. *Ammonites bifrons* Reynès, Monograph. Ammonites Lias supérieur, Taf. VII, Fig. 8–23.

---

[1]) Bezw. dem Vulkanismus (Methana).

1868. *Ammonites bifrons* HYATT, Cephalop. Bull. Mus. Comp. Zoöl. Cambridge I, S. 99.
1868. *Ammonites Walcotti* HYATT, ebenda, S. 99.
1874. *Ammonites bifrons* DUMORTIER, Etud. paléont. bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, S. 48, Taf. IX, Fig. 1 u. 2 (= dickere und involutere Varietät).
1875. *Harpoceras bifrons* NEUMAYR, Diese Zeitschr., Bd. XXVII, S. 908.
1875. *Harpoceras bifrons* AMMON, Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau, S. 34.
1880. *Harpoceras bifrons* TARAMELLI, Monogr. stratigr. e palaeontol. del Lias nella provincie Venete. Venedig 1880. S. 75, Taf. V, Fig. 5—7 (Fig. 3 u. 4 dickere und involutere Varietät).
1881. *Harpoceras bifrons* MENEGHINI, Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4), S. 198 u. S. 8, Taf. I, Fig. 3 u. 5 (Fig. 1, 2, 4 dickere und involutere Varietät).
1883. *Ammonites bifrons* WRIGHT, Lias-Ammonites of the British Islands, S. 436, Taf. 59.
1869. *Ammonites bifrons* ZITTEL, Zentralapenninen, S. 134.
1885. *Hildoceras bifrons* HAUG, Monogr. Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. III, S. 640.
1880. *Ammonites* aff. *bifrons* CHOFFAT, Terrains jurass. du Portugal. Lissabon 1880. S. 22.
1886. *Harpoceras bifrons* GREGORIO, Monte Erice.
1887. *Ammonites bifrons* QUENSTEDT, Schwäbische Lias-Ammoniten I, Taf. 44, Fig. 8, 9, 10, 11, 12, 13.
1888. *Hildoceras bifrons* BUCKMAN, Inferior oolite Ammonites of the British Islands, Taf. XXII, Fig. 30 u. 31 (feingerippte Varietät).
1904. *Hildoceras bifrons* RENZ, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. 1904, S. 265.
1904. *Hildoceras bifrons* PRINZ, Fauna der älteren Jura-Bildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst., Bd. XV, S. 124, Taf. VI, Fig. 2, 4, 7 u. Taf. 37, Fig. 14.
1905. *Hildoceras bifrons* RENZ, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 262 u. 264.
1905. *Hildoceras bifrons* RENZ, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 267.
1906. *Hildoceras bifrons* RENZ, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X. Congr. géol. Internat. Mexico 1906, S. 205.
1906. *Hildoceras bifrons* RENZ, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris, Bd. 143, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), Bd. VI, S. 550.
1906. *Hildoceras bifrons* RENZ, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746 u. 747.
1906. *Hildoceras bifrons* RIAZ, Toarcien des environs de Lyon. Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 149. [C. R. S.]
1907. *Hildoceras bifrons* RENZ, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. Geol. R. A. 1907, Nr. 4, S. 80.
1907. *Hildoceras bifrons* ROMAN und GENNEVAUX, Sur le Lias et le Bajocien du Pic St. Loup près de Montpellier. Bull. soc. géol. France (4), VII, S. 262.

1907. *Hildoceras bifrons* NIKLES, Lias de Tournemire. Bull. soc. géol. France (4) VII, S. 577.
1908. *Hildoceras bifrons* GENTIL, Contribution à l'Étude stratigraphique du Maroc oriental Bull. soc. géol. France (4), VIII, S. 65.
1908. *Hildoceras bifrons* FLAMAND, Sur les formations secondaires (triasiques et infrajurassiques) du Sud-Oranais (Algérie et Territoires du Sud). Bull. soc. géol. France (4), VIII, S. 65.
1908. *Hildoceras bifrons* RENZ, Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. **60**, Monatsber. Nr. 5, S. *125*.
1908. *Hildoceras bifrons* GENTIL, Géologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France 1908 (4), Bd. VIII, S. 399 u. 400.

Wie aus dem voranstehenden Literaturverzeichnis hervorgeht, besitzt *Hildoceras bifrons* BRUG. in den oberliassischen Ablagerungen von Mitteleuropa und dem Mediterrangebiet eine sehr weite Verbreitung, und es ist daher bei seinem meist individuenreichen Vorkommen und seiner auffallenden Skulptur nicht zu verwundern, daß er zu den am frühesten bekannt gewordenen Ammonitentypen gehört.

Wie die Synonymenliste von WRIGHT angibt, wurde *Hildoceras bifrons* bereits 1678 von LISTER (Hist. Animal. Angliae, Taf. VI, Fig. 2) sowie auch später noch verschiedentlich als *Cornu Ammonis* abgebildet, bis BRUGUIÈRE im Jahre 1792 den heute gebräuchlichen Spezies-Namen aufstellte.

Diese leicht kenntliche und stratigraphisch wichtige Art des Oberlias gehört auch in den gleichalten Ablagerungen Griechenlands zu den häufigsten Fossilien. Mehrere hundert Exemplare liegen mir aus meinen westgriechischen und südalbanischen Aufsammlungen[1]) vor, und auch aus dem Oberlias der Argolis besitze ich zahlreiche typische Exemplare. Das Taf. IV Fig. 1 dargestellte, mit gut erhaltener Skulptur versehene argolische Stück gleicht hinsichtlich der Stellung der Rippen, der Lage der Lateralfurche und den Einrollungs- und Querschnittsverhältnissen der Windungen dem Exemplar von WRIGHT[2]), das als Typus der Art gelten kann.

Meine Abbildung (Seitenansicht) gibt das Original in etwas verringertem Maßstab wieder, die wirklichen Dimensionen sind die folgenden: Durchmesser 81 mm, Höhe der Schlußwindung 25 mm.

Hildoceras bifrons ist eine sehr variable Art; ich will jedoch an dieser Stelle nicht näher auf seine zahlreichen

---

[1]) Aus Corfu, Leukas, Ithaka, Kephallenia, Kalamos, Akarnanien, Epirus und Süd-Albanien.

[2]) WRIGHT: The Lias-Ammonites of the British Islands, S. 436, Taf. 59, Fig. 1 u. 2.

Varietäten eingehen, da ich bei der Beschreibung meines reichhaltigeren westgriechischen Materials nochmals hierauf zurückkommen werde. Bemerken möchte ich jedoch noch, daß vor einiger Zeit von J. PRINZ[1]) zwei Mutationen des *Hildoceras bifrons*, eine mut. *quadrata* und eine mut. *angustisiphonata*, ausgeschieden wurden, die auch in Griechenland auftreten. Unter meinen argolischen Stücken ist neben den typischen Formen auch die mut. *quadrata* vorhanden (= den Fig. 1 und 2 auf Taf. IX von DUMORTIER)[2]), die sich durch etwas größere Involution, breiteren, mehr quadratischen Querschnitt der Windungen sowie etwas gröbere Berippung von der von PRINZ als Typus angenommenen Form unterscheidet.

Ein wenig gut erhaltenes, feingeripptes Exemplar meiner argolischen Kollektion besitzt einige Ähnlichkeit mit der schwächer und enger berippten Varietät des *Hildoceras bifrons*, die ORBIGNY[3]) und BUCKMAN[4]) abbilden, und die PRINZ als mut. *angustisiphonata* bezeichnet.

In meinen westgriechischen Aufsammlungen, namentlich von Leukas, finden sich außerdem noch weitere Varietäten.

Vorkommen: In den roten tonigen und knolligen Kalken und kalkigen Mergeln der Umgebung von Apano-Phanari.

1. Nördlich und nordöstlich von Hagios Georgios.
2. Am Wege Apano-Phanari—Karatzá; südlich und unterhalb der Quelle von A.-Phanari.
3. Am Wege Hagios Georgios—Koljaki, südlich der ersten Höhe.

Hildoceras Levisoni SIMPSON.

Taf. IV Fig. 3.

1855. *Ammonites Levisoni* SIMPSON. Ammonites of Yorkshire, S. 99.
1856. *Ammonites Saemanni* OPPEL, Juraformation, S. 242, Nr. 16 (non DUMORTIER).
1874. *Ammonites Levisoni* DUMORTIER, Études paléont. sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône IV, Lias supérieur, S. 49, Taf. IX, Fig. 3 u. 4.

[1]) Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. 1904, XV, S. 124—127.

[2]) DUMORTIER: Étud. paléont. bassin du Rhône IV, Lias supérieur, S. 48, Taf. IX, Fig. 1 u. 2.

[3]) ORBIGNY: Paléontol. française. Terrains jurassiques, S. 219, Taf. 56.

[4]) BUCKMAN: Inferior oolite Ammonites of the British Islands, Taf. XXII, Fig. 30 u. 31.

1881. *Ammonites bifrons* MENEGHINI, Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Lias supérieur, S. 10 u. 11, Taf. II, Fig. 1—4.
1883. *Harpoceras Levisoni* WRIGHT, Lias-Ammonites of the British Islands, S. 438, Taf. 60, Fig. 1 u. 2, Taf. 61, Fig. 4 (non 1, 2, 3, 5, 6).
1885. *Hildoceras Levisoni* HAUG, Monogr. Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrb. Min. 1885, Beil.-Bd. III, S. 641, Taf. XII, Fig. 7; Taf. XI, Fig. 2.
1894. *Hildoceras Levisoni* MOERICKE, Lias und Unteroolith von Chile. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. IX, S. 14, Taf. I, Fig. 1a, 1b.
1904. *Hildoceras Levisoni* PRINZ, Die Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. XV, S. 127.
1905. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 262 u. 264.
1906. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X. Congr. géol. Internat. Mexico 1906, S. 206
1906. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris **143**, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 550.
1906. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746.
1907. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. Wiener geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 81.
1908. *Hildoceras Levisoni* RENZ, Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. **60**, Monatsber. 5, S. *125*.
1908. *Hildoceras Levisoni* GENTIL, Geologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France 1908, (4), Bd. VIII, S. 400.

Hildoceras Levisoni SIMPSON vermittelt den Übergang zwischen *Hildoceras bifrons* BRUG. und der Gattung *Arietites*, und es ist wohl als sicher anzunehmen, daß sich *Hildoceras bifrons* aus *H. Levisoni* entwickelt hat. *H. Levisoni* wäre demnach als der direkte Vorfahre des *H. bifrons* zu betrachten; er tritt auch in dem tiefsten Niveau des Oberlias auf, während *Hildoceras bifrons* hauptsächlich die darüber folgenden mittleren und oberen Lagen charakterisiert und selbst noch, wie bei la Verpillière, in die Zone des *Harpoceras opalinum* hinaufgeht.

Während die Lateralfurche, die den in einer Spirallinie orientierten Knickungsstellen der Rippen entspricht, bei *Hildoceras Levisoni* unmittelbar an der Umbilikalkante gelegen ist bzw. fehlt, rückt sie bei *H. bifrons* mehr gegen die Mitte der Seitenfläche zu. Zwischen den extremen Endgliedern dieser Entwicklung lassen sich dann alle möglichen Übergangstypen beobachten.

Eine solche Zwischenform aus dem Oberlias von Leukas stellt die Fig. 5 auf Taf. IV dar, während die darüberstehende Ansicht Taf. IV Fig. 3 einen typischen *Hildoceras Levisoni*

aus den roten tonigen Knollenkalken und Mergeln der Umgebung von Apano-Phanari wiedergibt. Zahlreiche Übergänge leiten auch von *Hildoceras Levisoni* SIMPSON zu den älteren Arietiten hinüber.

Die Einfügung einer besonderen Gattung *Arieticeras* zwischen *Hildoceras* und *Arietites* ist meiner Ansicht nach nicht erforderlich, wenn man *Hildoceras* schon als Vertreter einer selbständigen Gattung betrachtet.

Höchstens könnte man *Arieticeras* als Gruppennamen für die Übergangsformen beibehalten.

Hierher gehört auch ein Stück aus Corfu, das ich früher unter dem Namen *Hildoceras Levisoni* SIMPSON var. abgebildet hatte[1]), und das sich in der Anlage der Skulptur sehr dem *Ammonites obliquecostatus* QUENSTEDT nähert. Letztere Art wurde von HAUG[2]) mit *Ammonites algovianus* OPPEL vereinigt.

BETTONI[3]) gibt einige Abbildungen des *Hildoceras (Arieticeras) algovianum* bzw. *obliquecostatum* (Taf. IV u. Taf. V), von denen namentlich die Figuren 9 auf beiden Tafeln der corfiotischen Form in der Berippung recht ähnlich sind. Bei meinem Stück beginnen die Rippen jedoch nicht direkt an der Naht. Immerhin wäre es vielleicht angebrachter, das Exemplar aus Corfu nicht als *Hildoceras Levisoni* SIMPSON var., sondern als Varietät von *Hildoceras (Arieticeras) algovianum* OPPEL zu bezeichnen. Ähnliche Übergangsformen mit weiter voneinander entfernt stehenden Rippen bildet MENEGHINI[4]) auf Taf. II, Fig. 1, 2, 3 u. 4 unter dem Namen des *Hildoceras bifrons* ab.

Die Ausbildung des von zwei Externfurchen begleiteten Kieles ist bei *Hildoceras bifrons* und *H. Levisoni* wie bei *Hildoceras (Arieticeras) algovianum* und dessen Verwandten vollkommen gleich, ebenso die Grundanlage der Lobatur.

Vorkommen des *Hildoceras Levisoni* SIMPSON in der Argolis: In den roten tonigen und knolligen Kalken und Mergeln nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios bei Apano-Phanari.

---

[1]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 266, Taf. XII, Fig. 4.

[2]) E. HAUG: Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. f. Min. 1885, Beil.-Bd. III, S. 629. Auch *Harpoceras Domarense* MENEGHINI und *Harpoceras Ruthenense* MENEGHINI werden von HAUG eingezogen und zu *Hildoceras* (*Arieticeras*) *algovianum* OPPEL gestellt.

[3]) Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Abhandl. der schweizer. paläont. Ges. 1900, Bd. XXVII.

[4]) Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde.

Hildoceras quadratum HAUG.

1874. *Ammonites Grunowi* DUMORT. (non HAUER), Étud. paléont. bassin du Rhône, Lias supérieur IV, S. 67, Taf. XIV, Fig. 6 u. 7; Taf. XV, Fig. 1 u. 2.
1885. *Hildoceras quadratum* HAUG, Monographie Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. III, S. 638.
cf. 1885. *Ammonites radians* cf. *quadratus* QUENST., Schwäbische Lias-ammoniten I, Taf. 52, Fig. 3 = Übergang zu *Hildoceras Saemanni*.
1887. *Ammonites (Hildoceras) quadratus* DENCKM., Lias von Dörnten. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen S. 68, Taf. VI, Fig. 3; Taf. X, Fig. 6.
cf. 1887. *Grammoceras quadratum* BUCKMAN, Inf. oolite Ammonites, S. 201, Taf. 34, Fig. 6 u. 7.
1902. *Harpoceras quadratum* JANENSCH, *Jurensis*-Schichten des Elsaß, S. 69, Taf. VI, Fig. 3, 3a.
1905. *Hildoceras quadratum* RENZ, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 262.
1905. *Hildoceras quadratum* RENZ, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 264, Taf. X, Fig. 3 u. 3a.
1906. *Hildoceras quadratum* RENZ, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X Congr. géol. Internat. Mexico 1906, S. 206.
1906. *Hildoceras quadratum* RENZ, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris **143**, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 550.
1906. *Hildoceras quadratum* RENZ, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746.
1906. *Grammoceras quadratum* RIAZ, Toarcien des environs de Lyon. Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 149. [C. R. S.]
1907. *Hildoceras quadratum* RENZ, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 80.

Hildoceras quadratum steht dem in denselben Ablagerungen vorkommenden *Hildoceras Mercati* HAUER sehr nahe, unterscheidet sich aber von ihm durch seine bedeutendere Evolution sowie durch seine feineren, mehr geschwungenen Rippen.

Ein kleineres Exemplar aus der Argolis ähnelt sehr dem von DUMORTIER[1]), als *Ammonites Grunowi* DUMORTIER (non HAUER) auf Taf. XIV, Fig. 6 u. 7, abgebildeten *Hildoceras*, der nach HAUG[2]) den Typus der Art repräsentiert.

Nur ist das griechische Stück ein klein wenig involuter und besitzt nicht ganz so stark geschwungene Rippen wie

---

[1]) DUMORTIER: Études paléont. sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône IV, Lias supérieur.

[2]) E. HAUG: Monographie Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. f. Min. 1885, Beil.-Bd. III, S. 638.

das kleine Exemplar von DUMORTIER, sondern gleicht in dieser Hinsicht mehr seiner Figur 1 auf Taf. XV.

Die von BUCKMANN[1]) auf Taf. XXXIV, Fig. 6 u. 7 als *Hildoceras quadratum* abgebildete Form unterscheidet sich von meinem argolischen Stück und den Figuren 6 u. 7 von DUMORTIER durch seine gröbere Berippung und bildet insofern ein Zwischenglied zwischen *Hildoceras Mercati* HAUER und *H. quadratum* HAUG.

Sehr ähnlich in der Skulptur der Seitenflächen sind ferner die von BETTONI als *Hildoceras* (?) *pectinatum* MENEGHINI abgebildeten Formen[2]), besonders Fig. 5. Da jedoch die Rückenansicht fehlt, vermag ich nicht zu entscheiden, ob die Stücke BETTONIs eventuell dem *Hildoceras quadratum* HAUG anzuschließen sind. Im übrigen verweise ich auf meine früheren, diese Art betreffenden Ausführungen im Neuen Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. XXI, S. 264—266.

Vorkommen: In den nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios anstehenden roten tonigen Knollenkalken und Mergeln (bei Apano-Phanari).

Hildoceras Mercati HAUER.

1856. *Ammonites Mercati* HAUER, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) XI, S. 43, Taf. XXIII, Fig. 4—10.
1869. *Ammonites Mercati* ZITTEL, Zentral-Apenninen, S. 134.
1873. *Ammonites Mercati* DUMORTIER, Étud. paléont. bassin du Rhône IV. Lias supérieur, S. 68, Taf. XV, Fig. 3 u. 4.
1880. *Harpoceras Mercati* TARAMELLI, Lias Alpi Venete, S. 76, Taf. V, Fig. 8 u. 9.
1881. *Ammonites Mercati* MENEGHINI, Calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie), Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4), S. 32, Taf. VIII, Fig. 1 u. 2.
1881. *Ammonites comensis* MENEGHINI, ebenda, Taf. VIII, Fig. 3, 4, 8.
1881. *Ammonites* (*Harpoceras*) *Mercati* var. *micrasterias* MENEGHINI, Fossiles du Medolo, S. 3, Taf. II, Fig. 12, 14, 16.
1881. *Harpoceras comense* BUCH und var. *exulans* MENEGHINI, Fossiles du Medolo, S. 2, Taf. II, Fig. 13 a—c, Fig. 2 a—c.
1885. *Hildoceras Mercati* HAUG, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. Min. 1885, Beil.-Bd. III, S. 637.
1885. *Ammonites Mercati* QUENSTEDT, Schwäbische Lias-Ammoniten I.
1900. *Hildoceras* (*Arieticeras*) *micrasterias* BETTONI, Fossili Domeriani della Provincia di Brescia. Abhandl. der Schweizer paläont. Ges. XXVII, S. 60.

---

[1]) BUCKMAN: Inferior oolite Ammonites of the British Islands.

[2]) BETTONI: Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Memoires de la société paléont. Suisse 1900, XXVII, Taf. VIII, Fig. 5 (bis 9).

1904. *Hildoceras Mercati* Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. 1904, XV, S. 122, Taf. XXXI, Fig. 4 u. Taf. XXIV, Fig. 3.
1904. *Hildoceras Mercati* Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. 1904, S. 264.
1905. *Hildoceras Mercati* Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, S. 262 u. S. 263.
1905. *Hildoceras Mercati* Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 262, Taf. 10, Fig. 4, 4a.
1906. *Hildoceras Mercati* Renz, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X. Congr. géol. Internat., Mexico 1906, S. 206.
1906. *Hildoceras Mercati* Renz, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris 1906, **143**, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 550.
1906. *Hildoceras Mercati* Renz, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746, 747.
1907. *Hildoceras Mercati* Renz, Sur les Ammonites toarciennes de l'Epire intérieure. Bull. soc. géol. France 1907 (4), VII, S. 136.
1907. *Hildoceras Mercati* Renz, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 80 u. 81.
1908. *Hildoceras Mercati* Renz, Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. **60**, Monatsber. Nr. 5, S. *125*.
1908. *Hildoceras Mercati* Louis Gentil, Géologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France (4), Bd. VIII, S. 399.

Die Hauptmerkmale dieser leicht kenntlichen Art, der breite, scharf gekielte, von zwei tiefen Furchen durchzogene Rücken und die groben ungegabelten, wenig geschwungenen Rippen charakterisieren auch ein einzelnes Exemplar aus der Argolis.

Die Zugehörigkeit desselben zu *Hildoceras Mercati* Hauer erweist außerdem der direkte Vergleich mit meinen zum Teil tadellos erhaltenen westgriechischen Stücken.

Die Loben, die sich durch ihre Einfachheit auszeichnen, sind an dem argolischen Exemplar jedoch nicht sichtbar.

Die Art ist, wie aus dem Literaturverzeichnis ersichtlich, sowohl in Mitteleuropa wie im Mediterrangebiet weit verbreitet und tritt namentlich auch im westlichen Hellas (Akarnanien, Epirus, Ionische Inseln) in großer Individuenmenge auf.

Fundort: Nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios.

Hildoceras serpentinum Rein.

Taf. IV Fig. 2.

1818. *Argonauta serpentinus* Rein., Maris protog. S. 89, Fig. 74 u. 75.
1821. *Ammonites Strangewaysi* Sowerby, Min. Conch. III, S. 99, Taf. 254, Fig. 1, 3.
1856. *Ammonites serpentinus* Oppel, Die Juraformation, S. 243.
1867. *Ammonites serpentinus* Reynès, Monogr. Ammon., Lias sup., Taf. II, Fig. 9 u. 10.
1867. *Ammonites serpentinus* Meneghini, Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie) Lias supérieur. Paléont. Lomb. (4), S. 13, Taf. III, Fig. 1.
1867. *Grammoceras serpentinum* Hyatt, Ceph. Mus. Comp. Zool., S. 100.
1885. *Hildoceras serpentinum* Haug., Monographie Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III, S. 643.
1904. *Hildoceras serpentinum* Renz, Der Jura von Daghestan. N. Jahrb. f. Min. 1904, S. 80 u. 81.
1905. *Hildoceras serpentinum* Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 262.

Ein kleines Exemplar gleicht in den Umrissen, dem Abfall der Seitenflächen an der Umbilikalkante und der Gruppierung und Schwingung der Rippen vollständig den oben zitierten Abbildungen, sowie einem großen ausgezeichnet erhaltenen Stück von Withby, das sich im Breslauer Museum befindet. Die Rippen des argolischen Stückes sind gebündelt und entsprechen insofern denjenigen der inneren Windungen der großen englischen Form.

Zu beiden Seiten des Kieles laufen Furchen entlang, die indessen etwas schwächer entwickelt sind als bei den bisher besprochenen Hildoceren dieser Gruppe, aber immer noch schärfer hervortreten, als bei den englischen und auch fränkischen Typen, die ich in der Münchener Sammlung mit meinem argolischen Exemplar vergleichen konnte. Das Letztere ist daher als Übergangsform zwischen *Hildoceras serpentinum* und den Hildoceraten aus der näheren Verwandtschaft des *Hildoceras Levisoni* zu betrachten, indem es sich hinsichtlich der Berippung an die erstere Art anschließt, in der Ausbildung des Rückens aber mehr zu *Hildoceras Levisoni* bezw. *H. bifrons* hinneigt. In dem von Zittel bei Cagli (Apenninen) gesammelten und bestimmten oberliassischen Material finden sich mehrere derartige, als *Hildoceras bifrons* bezeichnete Übergangstypen. Angesichts der bekannten großen Variabilität dieser Hildocerengruppe bin ich mehr dafür, die Variationsbreite der vorhandenen Spezies etwas weiter auszudehnen, als jedes durch geringfügige Differenzen gekenn-

zeichnete Stück derselben Formenreihe mit besonderem Namen zu belegen.

Fundort: Rote tonige Kalke und Mergel nordnordöstlich der Kapelle Hagios Georgios bei Apano-Phanari.

Hildoceras cf. *Erbaense* HAUER.

Synonyme siehe Neues Jahrbuch f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 262.

Wenn mir nicht zahlreiche vortreffliche Vergleichsstücke aus meinen westgriechischen Aufsammlungen zur Verfügung stünden, würde ich es nie riskiert haben, das äußerst kümmerliche Exemplar aus den roten tonigen Kalken der Umgebung von Ano-Phanari[1]) auch nur annähernd zu bestimmen. Infolge der schlechten Erhaltung wird die Bestimmung jedoch stets zweifelhaft bleiben.

Harpoceras subplanatum OPPEL.

1830. *Ammonites elegans* ZIETEN (non SOWERBY), Versteinerungen Württembergs, S. 22, Taf. XVI, Fig. 5 u. 6.
1846. *Ammonites complanatus* ORBIGNY, Paléont. française, Terrains jurassiques, S. 253, Taf. 114, Fig. 1, 2, 4 (non 3).
1856. *Ammonites subplanatus* OPPEL, Die Juraformation, S. 244, Nr. 19 (unter *Ammonites elegans*).
1867. *Ammonites elegans* REYNÈS, Monographie Ammonites, Lias sup., Taf. IV, Fig 1—17.
1869. *Ammonites complanatus* ZITTEL, Zentral-Apenninen, S. 134.
1874. *Ammonites subplanatus* DUMORTIER, Études paléont. bassin du Rhône IV, Lias supérieur, S. 51, Taf. X, Taf. XI, Fig. 1, 2, 8.
1875. *Harpoceras complanatum* AMMON, Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau, S. 34.
1879. *Lioceras subplanatum* BAYLE, Explication carte géologique de France IV, Taf. 87, Fig. 1, Taf. 88, Fig. 3, 4, 6.
1881. *Ammonites complanatus* MENEGHINI, Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie), Lias supérieur, Paléont. Lombarde (4), Taf. IV, Fig. 3.
1885. *Harpoceras subplanatum* HAUG, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. N. Jahrb. f. Min. 1885. Beil.-Bd. III, S. 619.
1894. *Leioceras subplanatum* MÖRIKE, Lias und Unteroolith von Chile. N. Jahrb. f. Min. 1894, Beil.-Bd. IX, S. 19, Taf. II, Fig. 4.
1902. *Harpoceras* (*Polyplectus*) *subplanatum* JANENSCH, Jurensis-Schichten des Elsaß, S. 60, Taf. IV, Fig. 1, 1a.
1904. *Harpoceras complanatum* RENZ, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. 1904, S. 264.

[1]) Am Wege A.-Phanari—Karatzá, unterhalb des südwestlich von A.-Phanari gelegenen Brunnens.

1905. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, S. 262 u. 264.
1905. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 272, Taf. XIII, Fig. 1.
1906. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X. Congr. géol. Internat. Mexico 1906, S. 206.
1906. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris **143**, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 550.
1906. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746.
1906. *Lioceras subplanatum* RIAZ, Toarcien des environs de Lyon. Bull. soc. géol. France (4) 1906, Bd. VI, S. 149. [C. R. S.]
1908. *Harpoceras subplanatum* RENZ, Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. **60**, Monatsber. Nr. 5, S. *125*.

In meinen Aufsammlungen aus den roten tonigen Kalken und Mergeln mit *Hildoceras bifrons* (Umgebung von A.-Phanari) befinden sich auch mehrere mäßig erhaltene Harpoceren, die daher nur mit einigem Vorbehalt zu dem ihnen zweifellos sehr ähnlichen *Harpoceras subplanatum* OPPEL gestellt werden konnten. Am meisten gleichen die argolischen Stücke den Formen des apenninischen Medolo, wie sie MENEGHINI abbildet (Fossiles du calcaire rouge ammonitique), sind aber durchschnittlich etwas evoluter. Da *Harpoceras subplanatum* OPPEL auch im westgriechischen Oberlias eine weite Verbreitung besitzt, so ist sein Auftreten in den gleichalten und gleichartigen Ablagerungen der Argolis ja immerhin naheliegend. Die Zugehörigkeit der argolischen Stücke zu der betr. Harpoceren-Gruppe kann jedenfalls auf Grund ihrer Gestalt, ihrer Berippung und ihrer ziemlich verzweigten Loben als hinreichend gesichert gelten.

Fundorte: Rote tonige knollige Kalke und kalkige Mergel:

1. Nördlich und nordöstlich von Hagios Georgios (westl. Apano-Phanari).
2. Am Wege Hagios Georgios—Koljaki; südlich der ersten Einsattelung.

Coeloceras Desplacei ORBIGNY.

Zur Untersuchung liegt mir nur der Drittel-Umgang eines Jugendexemplares vor.

Bei der Bestimmung als *Coeloceras Desplacei* ORB. ist zu berücksichtigen, daß die inneren Windungen des *Coel.*

Desplacei und *Coel. annulatum* Sow. einander sehr ähnlich sind und kaum auseinander gehalten werden können. Ich verweise auf meine ausführliche Beschreibung dieser Spezies im Neuen Jahrbuch für Min., Geol. und Paläontol. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 276—279, wo sich auch eine Zusammenstellung der Literatur findet. Für meine stratigraphischen Folgerungen bleibt es belanglos, ob das argolische Fragment auf *Coel. Desplacei* Orb. oder auf *Coel. annulatum* Sow. bezogen wird.

Vorkommen: Rote tonige Knollenkalke und Mergel nordöstlich von Hagios Georgios.

Coeloceras cf. *crassum* Phil. mut. *mutabilecostata* Prinz.

1904. *Coeloceras crassum* Phil. mut. *mutabilecostata* Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst., Bd. XV, S. 97, Taf. 34—35, Fig. 4.

Ein fragmentäres *Coeloceras* aus den nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios gelegenen roten tonigen Kalken und Mergeln könnte zu der ungarischen und italienischen Mutation des *Coeloceras crassum* Phil. gehören; an eine sichere Identifizierung ist jedoch bei dem abgewitterten Zustand des Stückes nicht zu denken.

Lytoceras Forojuliense Meneghini.

1880. *Lytoceras Forojuliense* Taramelli, Monografia stratigraphica e palaeontologica de Lias nella Provincie Venete, Venedig 1880, S. 74, Taf. V, Fig. 1 und 2.
1904. *Lytoceras Forojuliense* J. Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. XV, S. 58, Textfig. 6 und Taf. 37, Fig. 4.

Zwei nicht vollständig erhaltene Steinkerne schließen sich in der Gestalt und der glatten Oberfläche den schlecht gezeichneten und reproduzierten Figuren Taramellis an. Im Querschnitt der Windungen stimmen sie dagegen besser mit der von Prinz gegebenen Abbildung (S. 69, Textfig. 6) eines ungarischen Exemplares überein.

Der Unterschied in den Querschnittsverhältnissen der Figuren von Prinz und Taramelli scheint wohl in erster Linie darauf zurückzuführen zu sein, daß der fragmentäre äußere Umgang bei Taramelli ungenau rekonstruiert ist.

Vorkommen: Nördlich und nordöstlich von Hagios Georgios (bei A.-Phanari) in den roten tonigen, knolligen Kalken und kalkigen Mergeln mit *Hildoceras bifrons* Brug.

Lytoceras cf. *cornucopia* YOUNG und BIRD.

1905. *Lytoceras* cf. *cornucopia* RENZ, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXI, S. 287.

In der zitierten Abhandlung ist die einschlägige ältere Literatur zusammengestellt; es genügt daher an dieser Stelle der einfache Hinweis darauf um so mehr, da das eine vorliegende Stück wegen mangelhafter Erhaltung und undeutlicher Sutur ohnehin nicht ganz sicher bestimmbar ist.

Vorkommen: In den oberliassischen roten tonigen Kalken und Mergeln nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios bei Apano-Phanari, desgl. in den äquivalenten Ablagerungen des westlichen Griechenlands und von Epirus.

Phylloceras heterophyllum SOWERBY.

Die zu dieser Gruppe (bzw. Untergruppe des *Ph. heterophyllum*) gehörigen Phylloceren-Arten wurden von J. PRINZ[1]) ausgeschieden und kommen z. T. wie *Phylloceras Borni* PRINZ auch im griechischen Oberlias vor. Die aus der Argolis vorliegenden Stücke entsprechen der typischen Form des *Phylloceras heterophyllum* SOW.

Fundorte: Rote tonige Kalke und Mergel

1. Am Wege Apano-Phanari—Karatzá, unterhalb der südwestlich A.-Phanari hervortretenden Quelle (Typische Form).
2. Nördlich und nordöstlich der westlich A. Phanari gelegenen Kapelle Hagios Georgios.
3. Am Wege Hagios Georgios-Koljaki, südlich der ersten Höhe.
4. Am Südabsturz des Ortholithi (spez. ind. aus der Untergruppe des *Ph. heterophyllum*).

---

[1]) J. PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst., Bd. XV, S. 34—41. In dem betr. Abschnitt werden die zur Untergruppe des *Phylloceras heterophyllum* gehörigen Arten ausführlich behandelt, die gesamte ältere Literatur mit inbegriffen.

Phylloceras Nilssoni HÉBERT.

Taf. IV Fig. 4.

1866. *Ammonites Nilssoni* HÉBERT, Bull. Soc. géol. de France **23**, S. 526, Fig. 3.
1869. *Phylloceras Nilssoni* ZITTEL, Zentralapenninen, S. 134.
1876. *Ammonites Nilssoni* DUMORTIER und FONTANNES, Ammonites de la Zone à *A. tenuilobatus*, S. 20, Taf. III, Fig. 7.
1880. *Phylloceras Nilssoni* TARAMELLI, Lias Alpi Venete, S. 73, Taf. III Fig. 1.
1881. *Phylloceras Capitanei* MENEGHINI, Fossiles du calcaire rouge ammonitique, Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Taf. XVIII, Fig. 4—6.
1881. *Phylloceras Nilssoni* MENEGHINI, ebenda, Taf. XVIII, Fig. 7—9.
1886. *Phylloceras Nilssoni* VACEK, Oolithe vom Cap St. Vigilio, S. 67, Taf. IV, Fig 1—7.
1904. *Phylloceras Nilssoni* PRINZ, Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst., S. 42, Taf. VIII, Fig. 1a u. 1b; Taf. XXI, Fig. 1a—c, 2a—c u. Taf. 36, Fig. 10.
1905. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien. Centralbl. f. Min. 1905, Nr. 9, S. 262 und 264.
1905. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 287, Taf. XIII, Fig. 6.
1906. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Compt. rend. X. Congr. géol. Intern. Mexico 1906, S. 206.
1906. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Sur les terrains jurassiques de la Grèce. Compt. rend. Acad. des sciences Paris **143**, S. 709 und Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 550.
1906. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. österr. geol. R.-A. **56**, S. 746 und 747.
1907. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. österr. geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 81.
1907. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Sur les ammonites Toarciennes de l'Epire intérieure. Bull. soc. géol. France (4), VII, S. 136.
1908. *Phylloceras Nilssoni* RENZ, Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus. Diese Zeitschr. **60**, Monatsber. Nr. 5, S. *125*.
1908. *Phylloceras Nilssoni* FLAMAND, Sur les formations secondaires (triasiques et infrajurassiques) du Sud-Oranais (Algérie et Territoires du Sud). Bull. soc. géol. France (4), VIII, S. 257.
1908. *Phylloceras Nilssoni* GENTIL, Géologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France (4), VIII, S. 399 u. 400.

Phylloceras Nilssoni HÉBERT gehört nach *Hildoceras bifrons* BRUG., *H. Mercati* HAUER und den Angehörigen der Gruppe des *Hildoceras comense* BUCH zu den häufigsten und am besten charakterisierten Arten des griechischen Oberlias. Auch in der Argolis habe ich mehrere Exemplare gesammelt, die, mit Ausnahme eines Stückes, das eine Über-

gangsform zu *Phylloceras Emeryi* BETTONI[1]) darstellt, sämtlich den typischen Formen entsprechen, wie sie mir auch von den Ionischen Inseln, aus Epirus und Akarnanien in Massen zum Vergleich vorliegen. Das in mäßiger Verkleinerung auf Taf. IV Fig. 4 dargestellte argolische Stück ist im Zentrum etwas deformiert, sonst aber gut erhalten.

PRINZ[2]) hat die beiden von MENEGHINI aufgestellten Spezies *Phylloceras aussonium*[3]) und *Ph. selinoides*[4]) eingezogen und mit *Ph. Nilssoni* HÉBERT vereinigt. In meiner ersten Bearbeitung[5]) des *Phyll. Nilssoni* habe ich mich dieser Ansicht angeschlossen.

Inzwischen hat sich mein Material jedoch durch weitere Funde auf Corfu, Leukas, Kephallenia sowie in Akarnanien und Epirus bedeutend vermehrt. Eine große Reihe tadelloser Exemplare gestattet mir die Festlegung gewisser konstanter Unterschiede, die zwar nicht die Beibehaltung selbständiger Arten, wohl aber von Varietäten rechtfertigen. Ich komme darauf bei der Beschreibung der westgriechischen Phylloceren noch zurück.

Vorkommen: Rote oberliassische tonige Knollenkalke und Mergel

1. Nördlich und nordöstlich von Hagios Georgios (bei A.-Phanari).
2. Am Wege Hagios Georgios—Koljaki; südlich der ersten Höhe.
3. Am Wege Apano-Phanari—Karatzá; südlich und unterhalb der Quelle von A.-Phanari.

Die Vorbestimmungen dieser im voranstehenden Text beschriebenen Cephalopoden-Suite habe ich, wie schon erwähnt, in Griechenland ausgeführt, wobei mir meine zuvor auf den Ionischen Inseln, in Akarnanien und in Epirus gesammelten großen Oberliasfaunen zum Vergleich sehr zustatten kamen.

---

[1]) BETTONI: Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Memoires de la soc. paléont. Suisse XXVII, 1900.

[2]) J. PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. XV, 1904.

[3]) *Phylloceras aussonium* MENEGHINI, Fossiles du calcaire rouge ammonitique, Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Taf. XVIII, Fig. 2—3.

[4]) *Phylloceras selinoides* MENEGHINI, ebenda, Taf. XIX, Fig. 5—6.

[5]) CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 288.

Die genauere paläontologische Bearbeitung erfolgte im geologischen Institut der Universität Breslau, dessen reiches Vergleichsmaterial meine Arbeit wesentlich erleichterte.

Herrn Prof. Frech (Breslau) spreche ich daher für die Förderung der vorliegenden paläontologischen Untersuchung meinen besten Dank aus.

Ferner danke ich auch hier nochmals Herrn Prof. Rothpletz (München) für die freundliche Erlaubnis, einige meiner Stücke im Münchener Museum mit den dortigen Originalen vergleichen zu dürfen.

Manuskript eingegangen am 1. Oktober 1908.]

5. Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet.

Von Herrn P. KRUSCH in Berlin.

(Hierzu Tafel V und VI.)

Während der Süden des Beckens von Münster durch die Aufnahmen der Königl. Geologischen Landesanstalt, den Bergbau und die Tiefbohrungen in stratigraphischer und tektonischer Beziehung weitgehends geklärt ist, hat das Gebiet nördlich der Lippe erst in den letzten Jahren durch die systematisch ausgeführten Aufschlußarbeiten der Fürstlich SALM-SALMschen Generalverwaltung[1]) die Tiefbohrungen des Geheimen Kommerzienrats FUNKE[1]) und der Bergwerksgesellschaft Trier eine nähere Untersuchung erfahren. Zu gleicher Zeit wurden von der Königl. Preuß. fiskalischen Bohrverwaltung einige außerordentlich wichtige Deckgebirgsaufschlüsse östlich bzw. südöstlich von Münster bei Everswinkel und Hoetmar geschaffen.

Die neuen Ergebnisse rechtfertigen nicht nur die Schilderung des geologischen Aufbaus des neu aufgeschlossenen Gebietes, sondern auch einen Vergleich mit der weiteren Umgebung namentlich in bezug auf die petrographische Ausbildung, die Mächtigkeit und die Tektonik der einzelnen Formationen.

Das Deckgebirge des Produktiven Carbons im Gebiete nördlich der Lippe von Dorsten bis Erle und Rhade besteht, wenn man von der gering mächtigen diluvialen Decke[2]) absieht, aus Oberer Kreide, Buntsandstein und Zechstein.

---

[1]) Den beiden genannten Verwaltungen danke ich an dieser Stelle für das weitgehende Entgegenkommen, welches sie mir durch bereitwilligste Überlassung des gesamten Materials und jede mögliche Erleichterung bei der Untersuchung der Aufschlüsse erwiesen haben.

[2]) Im westlichen Teile sind bereits — allerdings nur wenig mächtige — Schotter vorhanden, welche der Hochterrasse des Rheines angehören. Die Bohrung 7 südlich von Erle hatte z. B. 3,5 m und die Bohrung 14 am Chausseeknie zwischen Erle und Dorsten 2 m Rheinschotter.

I. Die Obere Kreide.

A. Beobachtungen im Gebiet nördlich der Lippe.

Siehe Tabellen S. 249.

In den Tiefbohraufschlüssen lassen sich folgende Stufen der Oberen Kreide unterscheiden:

1. Turon und Cenoman.
2. Emscher.
3. Senon.

Das Senon besteht aus den beiden untersten Stufen, nämlich den Sanden von Haltern (Zone des *Pecten muricatus* Gdf.) und den Recklinghäuser Sandmergeln (Zone des *Marsupites ornatus* Mtr.).

In petrographischer Beziehung bestehen diese beiden Horizonte aus einer Wechsellagerung von weichen Sanden mit festen Bänken. Während aber die Bänke in den Sanden von Haltern hauptsächlich quarzitisch sind, kommen in den Recklinghäuser Sandmergeln zwischen den Sanden hauptsächlich mergelige Schichten vor, die sich namentlich nach dem Liegenden häufen.

Die Aufschlüsse zeigen vielfach, daß die festen Bänke nicht geschlossen auf große Entfernungen durchgehen, sondern sich namentlich in der oberen Abteilung entweder in Lagen außerordentlich bizarr gestalteter Knollen auflösen oder ganz auskeilen. Sie bewirken also meist keinen Wasserabschluß der hangenden Schichten und keine Trennung der vom Bergmann gefürchteten wasserführenden Sandkomplexe in eine größere Anzahl wenig mächtiger, voneinander getrennter Grundwasserhorizonte.

Da beide Zonen im allgemeinen stoßend durchbohrt werden, läßt sich die Grenze zwischen ihnen nur ungefähr ziehen.

Die lockeren Sande sind häufig bis mehrere Meter mächtig, während die festen Bänke meist nur bis 30 cm erreichen.

Besteht ein Aufschluß zufälligerweise lediglich aus Sand, so ist es nicht immer leicht, auf den ersten Blick Senonsand von diluvialem zu unterscheiden, zumal das Diluvium der fraglichen Gegend reichlich aufgearbeitetes senones Material enthält. Das einzige zur Verfügung stehende Hilfsmittel ist die völlige Abwesenheit nordischer Gesteinsfragmente und der Feldspate im Senon, die beide für das Diluvium charakteristisch sind. Die Anwesenheit von Glaukonit genügt nicht, um zugunsten des Senons zu entscheiden, da aus der Kreide stammender Glaukonit auch in diluvialen Sanden enthalten sein kann.

Die südliche Verbreitungsgrenze der Zone des *Marsupites ornatus* Mtr. läßt sich mit einiger Sicherheit in den Tiefbohrungen nur im westlichen Teile des niederrheinisch-westfälischen Industriegebietes feststellen, weil nur hier Senon und Emscher in petrographischer Beziehung verschieden sind (Taf. VI).

Im Osten sind sie beide als Mergel ausgebildet, und es ist deshalb in den mit Hilfe des Stoßbohrverfahrens niedergebrachten Bohrungen nicht möglich, eine Grenze zwischen den beiden genannten Stufen zu ziehen.

Während der südliche Teil der Stadt Recklinghausen noch innerhalb des Verbreitungsgebietes des Emschers liegt, ist der nördliche Teil bereits vom Recklinghäuser Sandmergel bedeckt, und in der Schachtanlage General Blumenthal III/IV, nicht weit vom Bahnhof Recklinghausen, wurden 14 m Sandmergel angetroffen.

Wenn man lediglich nach der sandigen Ausbildung geht, so liegt die Südgrenze im Meridian von Dorsten annähernd bei Schult-Ekel an der Chaussee von Dorsten nach Kirchhellen etwas südlich der Bohrung Springsfeld 12; bei den südlicher liegenden Bohrungen ist kein Sand mehr über dem Mergel angegeben. Von dieser Südgrenze an nimmt die Mächtigkeit der sandigen Schichten nach Norden verhältnismäßig schnell zu. Die Zeche Auguste Viktoria westlich von Sinsen hatte bereits 125 m.

In der Bohrung Trier 8 stellte Dr. Bärtling unter 90 m Sanden von Haltern 50 m Recklinghäuser Sandmergel fest[1]).

In dem uns hier besonders interressierenden nördlichen Gebiete der Gegend von Deuten und Rhade, welches an das Gebiet von Trier anschließt, sind folgende Bohrungen für die Mächtigkeit der Recklingshäuser Sande zu benutzen:

Bohrung Nr. 1	südlich Erle . .	von	82,8	bis 150	m	= 67,2 m
- - 2	bei Oestrich . .	-	107,0	- 150,5	-	= 43,5 -
- - 3	- - . . .	-	86,9	- 170	-	= 83,1 -
- - 4	bei Rhade . .	-	112	- 179	-	= 67 -
- - 5	- - . .	-	120	- 180	-	= 60 -
- - 10	- - . .	-	124,5	- 193,5	-	= 69 -
- - 14	südlich Rhade .	-	113	- 205	-	= 92 -
- - 18	bei Deuten . .	-	100	- 185	-	= 85 -
- - 19	- - . .	-	48,6	- 66,5	-	= 17,9 -
- - 20	bei Tyshaus . .	-	120	- 190	-	= 70 -

[1]) Siehe über Mächtigkeiten der Recklinghäuser Sande Mentzel, Glückauf 1906, S. 239. Bei diesen Angaben dürften nach meinen Erfahrungen die Zahlen der Stein- und Julius-Bohrlöcher zu hoch sein. Mutmaßlich hat man hier einen Teil der Sande von Haltern hinzugerechnet. M. weist außerdem ausdrücklich darauf hin, daß auch die Grenze gegen den Emscher nicht mit Sicherheit zu erkennen ist.

Ordnet man die Bohrlöcher in nordsüdlicher Richtung — Bohrung 19, die S. 234 behandelt wird, ausgenommen —, so ergibt sich im allgemeinen eine Mächtigkeitszunahme, und zwar ist, wie aus allen vorhandenen Aufschlüssen hervorgeht, nördlich der Lippe die Nordostrichtung diejenige der größten Zunahme, während in der Nordwestrichtung eine Abnahme bis zum vollständigen Verschwinden der Recklinghäuser Sande stattfindet.

Die Sande von Haltern.
(Zone des *Pecten muricatus* Gdf.)

Das Sammelwerk[1]) gibt S. 203 in einem Bohrloch 2 km nördlich von Oer 39 m Sande von Haltern über 124 m Recklinghäuser Sanden an. Es läßt sich nicht erkennen, auf Grund welcher Erwägungen die Grenze zwischen den beiden Senonstufen gezogen wurde, indessen scheint mir, nach meinen Erfahrungen weiter im Norden, die Mächtigkeit der Sande von Haltern zu Gunsten derjenigen von Recklinghausen zu gering zu sein.

Nach der Untersuchung Bärtlings in der Bohrung Trier 8 bei Tyshaus haben die Sande eine Mächtigkeit von 90 — 6,8 m = 83,2 m. In den weiter nördlich liegenden von mir untersuchten Bohrungen wurden unter Unterdrückung der im Maximum nur wenige Meter mächtigen diluvialen Rheinschotter folgende Mächtigkeiten festgestellt:

Bohrung	Nr. 1	südlich von Erle . . .	82,85 m
-	- 2	bei Oestrich	107,00 -
-	- 3	- -	86,9 -
-	- 4	bei Rhade	112 -
-	- 5	- -	120 -
-	- 10	- -	124,5 -
-	- 14	südlich Rhade	113 -
-	- 18	bei Deuten	100 -
-	- 19	- -	48,6 -
-	- 20	bei Tyshaus	120 -

In bezug auf die Mächtigkeitszunahme verhält sich — Bohrung Nr. 19 ausgenommen — diese höhere senone Stufe ebenso wie die tiefere.

Zieht man beide Senonbildungen in Betracht (siehe S. 249), so ergiebt sich:

Die nordöstliche Richtung ist beim Senon die

---

[1]) Die Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlen-Bergbaues in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts: I. Geologie, Markscheidewesen. 1903. Berlin, Julius Springer. Das Werk wird im Folgenden kurz als „Sammelwerk“ bezeichnet.

die Richtung der größten Mächtigkeitszunahme; die Nordsüdrichtung dagegen zeigt zwischen Rhade und Deuten — mit Ausnahme der Bohrung 19 — keine wesentliche Mächtigkeitsschwankung. In die Augen springt die Mächtigkeitsabnahme in westlicher bzw. nordwestlicher Richtung bis zum vollständigen Auskeilen der Formation.

Auffallend sind die abnorm geringen Mächtigkeiten der sandigen Senonschichten in den drei Bohrungen Trier 9, Funke 19 und Frischgewagt 3 (Sölte) mit bzw. 95, 66,5 und 80,35 m.

Hier können zwei Ursachen in Frage kommen.

a) Die Verwerfungen (Taf. V u. VI) beeinflussen auch die Schichten der Kreideformation, da sie zum Teil jedenfalls cretaceisch oder postcretaceisch sind oder, wenn sie früher entstanden, in jüngerer Zeit wieder aufrissen. Da die Bohrung 19 nur 66,5 m sandige Kreide aufweist, könnte sie auf einem senonen Kreidehorst stehen, der flach nach Osten — die östlichere Bohrung Frischgewagt 3 hat 80,35 m — und steil nach Westen — die westlichere Bohrung Funke 20 ergab 190 und die Bohrung Trier 8 140 m sandiges Senon — abfiel. Trier 9 mit 95 m Senon ließe sich dann in ähnlicher Weise als auf einem senonen Horst stehend erklären.

Daß diese Erklärung aber nicht vollkommen befriedigt, beweist ein Vergleich der Cenomanunterkanten der fraglichen Bohrlöcher. Die Horste und Gräben müssten auch hier nachweisbar sein. Nun liegt aber die Cenomanunterkante bei Bohrung Funke 19 bei 532 m, während sie bei Frischgewagt 3 bei 531 erreicht wurde. Der an der Senonunterkante nachweisbare scheinbare Abfall nach Osten ist also an der Cenomanunterkante nicht nur nicht nachweisbar, sondern es findet sogar eine kleine Hebung in dieser Richtung statt. Nach Westen zu liegt allerdings die Bohrung Nr. 20 (Funke) in einem Graben; der Niveauunterschied beträgt aber an der Cenomanunterkante nur 553 — 532 = 21, während er an der Senonunterkante 190 bis 66,5 = 123,5 m ausmacht. Der Senonmächtigkeitsunter schied läßt sich also nicht völlig durch die Verwerfung erklären.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei der Bohrung Trier 9. Sie steht zwar mit 509 m Cenomanunterkante gegenüber den Bohrungen Trier 8 (515 Cenomanunterkante) im Osten und Trier 10 (552 m Cenomanunterkante) im Westen unzweifelhaft auf einem Kreidehorst; da aber die Niveauunterschiede der Cenomanunterkante nach Osten nur 6, nach Westen nur 43 m betragen, während die Niveauunterschiede der Senonsandunter-

kante nach Osten 140 — 95 = 45 m und nach Westen 205 — 95 = 110 m ausmachen, lassen sie sich ebenfalls nicht erschöpfend durch die Horststellung der Bohrung Trier 9 erklären.

b) Faßt man andererseits die gesamte Kreidemächtigkeit der fraglichen Bohrungen ins Auge, so ergeben sich von der östlicheren Frischgewagt 3 bis Trier 9 nur Schwankungen zwischen 509 und 553 m, die sich recht gut durch die bei a) erörterten Verwerfungen erklären lassen. Also trotz der großen Unterschiede in der Mächtigkeit der sandigen Senonbildungen ziemlich konstante Gesamtkreidemächtigkeit! Es liegt deshalb nahe, anzunehmen, daß in den Bohrungen mit auffallend geringer senoner Sandmächtigkeit die liegenden Senonschichten als Mergel ausgebildet sind, d. h. auch innerhalb des Verbreitungsgebietes der senonen Sande wird lokal die sandige Facies durch die merglige vertreten.

Diese Erfahrung ist von großer Wichtigkeit für den Bergbau, da er Aussicht hat, auch innerhalb der wasserführenden senonen Sande Schachtansatzpunkte zu finden, bei denen die Anwendung des Gefrierverfahrens auf ein Minimum beschränkt werden kann.

Von Interesse ist das Auftreten von Eisenerzen in den Sanden von Haltern. Sie kommen hier ganz ähnlich wie in manchen diluvialen Sanden in Form von Schalen, Scherben und Konkretionen vor. Mitunter sind die Erzkörper in Lagen angeordnet, die indessen nur selten streichende Erstreckungen von vielen Metern erreichen. Ihre Niveaubeständigkeit im strengen Sinne des Wortes ist also nur eine geringe. Die Mächtigkeit dieser Eisenerzlager beträgt lokal häufiger mehrere Dezimeter, ist aber meist viel geringer. Da die Geschlossenheit der Vorkommen ebenfalls viel zu wünschen übrig läßt, erfüllen sie, was Quantität anbelangt, nicht die Bedingungen, welche wir an Erzlagerstätten stellen müssen.

Petrographisch besteht das sog. Erz aus mehr oder weniger mit Sand verunreinigtem Brauneisen, welches durch Zunahme des Sandgehaltes allmählich in durch Brauneisen verkitteten Sand übergehen kann.

Nach meiner Ansicht handelt es sich um epigenetische Bildungen, welche dadurch entstanden sind, daß mutmaßlich bicarbonatische Eisenlösungen ihren Schwermetallgehalt an besonders geeignete Sandschichten abgaben. Vielleicht spielte bei diesem Vorgange bzw. bei der Auswahl der Sandschichten die Adsorption eine wesentliche Rolle, da ja bekanntlich ein

geringer Kaolingehalt der Schichten sie wesentlich geeigneter zur Ausfällung von Schwermetallen aus Lösungen macht.

Dadurch entsteht die Niveaubeständigkeit derartiger Vorkommen, die nicht primär ist, sondern sekundär durch chemisch-geologische Ursachen bedingt wird.

Der Ursprung des Eisens ist nicht weit zu suchen; die Senonsande sind selbst eisenhaltig genug, um die Konzentration der Eisenmengen zu erklären.

Die Umwandlung des Sandes in Eisenerz kann mehr oder weniger vollständig sein. Im Anfangsstadium wird der Sand lediglich verkittet; im weiteren Verlaufe des Prozesses kann aber auf mechanische oder metasomatische Weise eine mehr oder weniger vollkommene Verdrängung des Sandes stattfinden, so daß ziemlich einheitliche Erzkörper von allerdings beschränkter Ausdehnung entstehen.

Die chemische Zusammensetzung geht aus folgender Analysentabelle hervor, welche mir in liebenswürdigster Weise von der Fürstlich Salm-Salmschen Generalverwaltung zur Verfügung gestellt wurde.

	Nr. I Proz.	Nr. II Proz.	Nr. III Proz.	Nr. IV Proz.	Nr. V Proz.	Nr. VI Proz.
Kieselsäure, SiO_2	57,5	51,8	58,5	39,4	51,4	64,0
Eisenoxyd, Fe_2O_3	35,1	38,5	35,6	50,7	40,6	30,4
Tonerde, Al_2O_3 .	1,4	2,3	0,4	1,3	0,6	1,7
Glühverlust . .	6,0	7,4	5,5	8,6	7,4	3,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gehalt an Eisen	24,6	27,0	24,9	35,5	28,4	21,3

Von Wichtigkeit ist die lagerstättenkundliche Beurteilung des vorliegenden Materials. Unter Eisenerzen versteht man solche eisenhaltigen Massen, aus denen man mit Vorteil und im großen Eisen herstellen kann, d. h. das Material muß eine derartige Zusammensetzung haben, daß nach dem jeweiligen Stande der Hüttenkunde die Herstellung von Eisen unter den oben angegebenen Bedingungen möglich ist. Eine vorteilhafte Eisengewinnung setzt einen gewissen Mindestgehalt an Eisen und Höchstgehalt an Rückstand voraus. Bei kalkigen Erzen mit geringem Rückstand gehören unter normalen Verhältnissen 25—28 Proz. Eisen dazu, um die Unkosten zu decken. Wären die Erze kalkig, würde der Eisengehalt also zu ihrer Einrangierung unter die Erze im lagerstättenkundlichen Sinne ausreichen. Nun sind aber die Erze kieselig, d. h. sie haben

viel Rückstand, und höherer Rückstand setzt einen höheren Eisengehalt voraus, da die Verhüttungsunkosten wesentlich höhere sind. Als normalen Rückstandsgehalt kann man bei einem Metallgehalt von 42 Eisen und 6 Mangan nach dem Vorgehen des Siegerländer Eisensteinsyndikates 12 Proz. rechnen; mit jedem Prozent Rückstand mehr sinkt aber der Preis der Tonne Eisenerz um 0,10 M. Aus diesen Erwägungen ergibt sich, daß der Rückstand des senonen eisenhaltigen Materials derartig hoch ist, daß an ein Verschmelzen mit Vorteil nicht gedacht werden kann.

Die eisenhaltigen Massen sind also auch ihrer Zusammensetzung nach keine Erze im lagerstättenkundlichen und bergbaulichen Sinne.

Nach den Fortschritten, die die Eisenhüttenkunde macht, werden naturgemäß die Anforderungen, die man an „Eisenerze" stellt, immer geringer, und deshalb ist es auch nicht unmöglich, daß in der fernen Zukunft die senonen eisenreichen Sandschichten in die Gruppe der Eisenerze einrangiert werden können.

Der Emscher.

(Zone des *Ammonites Margae* Schl. und *Inoceramus digitatus* Sw.)

Die Mächtigkeiten schwanken ganz erheblich, wie aus folgender Tabelle hervorgeht:

Bohrung			von		bis		=		
Nr. 1	(Funke)	südlich Erle . . . (noch nicht durchteuft)	von	150	bis	465	=	315	m
- 2	(Funke)	bei Oestrich . . .	-	150	-	606	=	456	- *
- 3	-	- - . . .	-	170	-	503	=	333	-
- 4	-	am Bahnhof Rhade	-	179	-	516	=	337	-
- 5	-	- - -	-	180	-	500	=	320	-
- 6	-	westlich Lembeck .	-	183	-	530	=	347	-
- 7	-	südöstlich Erle . .	-	168	-	435	=	267	-
- 10	-	am Bahnhof Rhade	-	193,5	-	530	=	336,5	-
- 14	-	nördlich Tyshaus .	-	205	-	440,5	=	235,5	-
- 18	-	bei Deuten . . .	-	185	-	501,6	=	316,6	-
- 19	-	- - . . .	-	66,5	-	372	=	305,5	-
- 20	-	- Tyshaus . . .	-	190	-	389	=	199	- *
Klein-Reken		südlich Klein-Reken .	-	169	-	701	=	532	-
Frischgewagt 3		südwestlich von Wulfen	-	80,35	-	360	=	279,65	- *

Eine abnorm große Mächtigkeit zeigt die Bohrung Nr. 2 Funke mit 465 m. Sie kommt z. T. dadurch zustande, daß der Einfallswinkel des Emschers stellenweise 45° beträgt, wie von mir beispielsweise bei 525 m gemessen wurde. Hier ist die Kreide entweder an einer Verwerfung abgesunken, oder sie wurde

*) Die mit * bezeichneten Bohrungen haben abnorme Emschermächtigkeiten, die auf später zu erklärender Ursache beruhen.

bei dem im Abschnitt über „Zechstein" geschilderten Zusammenbruch der über dem Steinsalz liegenden Schichten mit beeinflußt.

Abnorm gering ist die Mächtigkeit im Bohrprofil Nr. 20 Funke mit 199 m. Im Gegensatz hierzu ist die Stärke der senonen Sande mit 190 m besonders bedeutend. Es liegt die Vermutung nahe, daß ein Teil des Emschers sehr sandig entwickelt ist und deshalb bei der rein petrographischen Trennung der Formationen irrtümlich zum sandigen Senon gerechnet wird.

Berücksichtigt man lediglich die einwandsfreien, annähernd in einem Parallelkreis liegenden Bohrungen Nr. 3, 4, 5, 6, 10 (Taf. V), so schwankt die Emschermächtigkeit nur zwischen 320 und 347 m, ist also ziemlich konstant.

Betrachtet man die südlicher liegenden Bohrungen (Funke 1, 7, 13, 14, Trier 8, 9, 14 und Frischgewagt 3), so ergibt sich durchweg eine geringere Mächtigkeit, welche zwischen 235,5 und 316 m schwankt.

Abgesehen von diesen von Geologen kontrollierten Bohrungen liegt in dem fraglichen Gebiet, allerdings bedeutend weiter nördlich, die Bohrung Klein-Reken (Taf. V) mit 532 m Emscher. Da bei dieser Bohrung auch die Mächtigkeiten der hangenden (Senon-) und liegenden (Turon- und Cenoman-) Schichten normale sind, hat man keine Veranlassung, an der Richtigkeit der angegebenen Emschermächtigkeit zu zweifeln.

Hieraus ergibt sich, daß die Emschermächtigkeit nach Norden und Nordosten bedeutend zunimmt; die Linie der größten Mächtigkeitszunahme ist die nordöstliche.

In petrographischer Beziehung besteht er in der Regel aus einem grauen Mergel, welcher nichts Bemerkenswertes bietet.

Häufiger sind die hangenden Schichten sehr sandig, unter ihnen folgt ein tonigerer Komplex, der dann allmählich in den normalen festen grauen Mergel übergeht, in dem mitunter härtere kalkige und sandige Bänke auftreten. So ergab z. B. die Bohrung Nr. 3 Funke bei Oestrich, deren Emscher von 170 bis 503 m reicht:

bis 200 m sehr sandiger Mergel
- 395 - - toniger Mergel
- 503 - normaler Mergel

und die Bohrung Nr. 6 Funke westlich Lembeck hatte Emscher von 183—530 m, und zwar:

bis 240 m sandiger grauer Mergel
- 451 - fetter grauer Mergel
darunter fester normaler Mergel

Turon und Cenoman.

Zone des *Inoceramus Cuvieri* Sw. bis einschließlich Zone des *Pecten asper* Lm.

Die Mächtigkeiten ergeben sich aus folgender Tabelle:

Bohrung						
Nr. 2 Funke bei Oestrich . . .	von	606	bis	730,6	=	124,6 m
- 3 - - - . . .	-	503	-	727	=	224, -*
- 4 - am Bhf. Rhade . .	-	516	-	675	=	159 -
- 5 - - - - . . .	-	500	-	679	=	179 -
- 7 - südöstlich Erle . .	-	435	-	647	=	212 -*
- 10 - am Bhf. Rhade . .	-	530	-	709	=	179 -
- 14 - nördlich Tyshaus .	-	440,5	-	585,2	=	144,7 -
- 18 - bei Deuten . . .	-	501,6	-	675,5	=	173,9 -
- 19 - - - . . .	-	372,	-	532	=	160 -
- 20 - bei Tyshaus . . .	-	389	-	552,5	=	163,5 -
Klein-Reken südlich Kl.-Reken . .	-	701	-	859	=	158 -
Trier 13 östlich Schermbeck . .	-	404	-	538	=	134 -
Frischgewagt 3 südwestlich von Wulfen	-	360	-	525	=	165 -

Cenoman und Turon sind also recht erheblichen Schwankungen unterworfen. Während die Bohrung Nr. 2 z. B. nur 124,62 m aufweist, hat die nicht weit davon stehende Bohrung 3 224,7 m.

Wie auf S. 237 auseinandergesetzt wurde, zeigt die Bohrung Nr. 2 aber ungefähr 127 m mehr Emscher als die Bohrung Nr. 3. Die größere Mächtigkeit wurde hier z. T. durch das steilere Einfallen der Emscherschichten erklärt. Außerdem ist aber zu berücksichtigen, daß die Grenze gegen den Emscher nicht mit exakter Genauigkeit gezogen werden kann. Man geht, da es nur unter ganz besonders günstigen Umständen möglich ist, charakteristische Fossilien des Emschers in der unteren Abteilung desselben zu finden, nach der Farbe und läßt den Emscher da aufhören, wo die Mergel hell zu werden beginnen.

Die Vermutung liegt deshalb nahe, daß bei der Bohrung Nr. 3 der hangende Teil der zum Turon gerechneten Schichten noch zum Emscher gehört.

Abnorm mächtig sind beide Formationen auch in der Bohrung Nr. 7 Funke südöstlich Erle mit 212 m. Auch hier bleibt der Emscher (S. 237) mit 267 m hinter der Norm zurück, so daß man auch hier zu der Annahme berechtigt ist, daß die Grenze zwischen Emscher und Turon tiefer liegt, als ich nach dem Bohrprofil annehmen mußte.

*) Die mit * bezeichneten Bohrungen haben abnorme Turon-Cenomanmächtigkeiten, die auf zu erklärender Ursache beruhen.

Die annähernd im Parallelkreis von Rhade liegenden einwandsfreien Bohrungen Nr. 2, 4, 5 und 10 (Funke) ergeben Turon-Cenoman-Mächtigkeiten zwischen 124,62 und 179 m, und zwar nehmen die Mächtigkeiten nach Osten zu. Die südlicher liegenden Bohrungen bis annähernd zum Meridian von Schermbeck und bis zur Lippe zeigen Mächtigkeiten, die sich häufig in denselben Grenzen bewegen oder darunter bleiben. Eine geringe Mächtigkeitszunahme nach Norden ist nachweisbar.

Auch bei Turon und Cenoman nimmt also die Mächtigkeit in südlicher und westlicher Richtung ab, d. h. die Richtung der größten Mächtigkeitszunahme ist eine nordöstliche.

In petrographischer Beziehung bestehen die Formationen aus hellen oder dunkleren Mergeln, weißen Kalken, Grünsanden und untergeordneten, wenige Zentimeter mächtigen Sandsteinen und Sandschichten.

Die dunkleren bis hellgrauen Mergel finden sich hauptsächlich in dem oberen Turon (s. unten 1) und an der Basis des Cenomans (s. unten 2).

Im oberen Turon bilden sie den Übergang zwischen den grauen Mergeln des Emschers und den weißen Mergeln und Kalken des tieferen Turons.

An der Basis des Cenomans findet man die grauen Mergel in allen den Fällen, wo die Formation nicht mit Grünsand abschließt. Bildet Grünsand die Basis, so sind bei beschränkter Mächtigkeit desselben die unmittelbar darüber liegenden Mergel ebenfalls grau. Es hatten beispielsweise:

1. die Bohrung Nr. 3 (Funke) im oberen Turon:

von 503 bis ca. 530 m hellgrauen Mergel
- 530 - 550 m (Untere Turongrenze) weißen Mergel;

2. a) die Bohrung Klein-Reken südlich von dem genannten Ort im Unteren Cenoman:

von 816 bis 836,3 m grauer Mergel (20 m)
- 836,3 - 853 - Grünsand (22,7 m = Basis des Cenomans)

und b) die Bohrung Nr. 10 (Funke) im Unteren Cenoman:

von 672 bis 692 m Grünsand (20 m)
- 692 - 709 - dunkler Mergel (17 m = Basis des Cenomans).

Die Grünsande finden sich in der fraglichen Gegend ausschließlich im Cenoman.

Es kommen folgende Mächtigkeiten in Frage:

Bohrung Nr. 2 (Funke) bei Oestrich
von 687 bis 691 = 4 m }
- 692 - 730,6 = 38,6 - } 42,6 m in 2 Bänken innerhalb 43,6 m

Bohrung Nr. 3 (Funke) bei Oestrich

von 686,16 bis 696 = 9,84 -
- 705 - 727,7 = 22,7 - } 32,54 m in 2 Bänken innerhalb 41,54 m

Bohrung Nr. 4 (Funke) am Bhf. Rhade

von 625,5 bis 634,5 = 9 m
- 642 - 660,5 = 17,5 - } 26,5 m in 2 - - 35 -

Bohrung Nr. 5 (Funke) am Bhf. Rhade

von 645 bis 651,5 = 6,5 m
- 662 - 666 = 4 - } 10,5 m in 2 - - 21 -

Bohrung Nr. 7 (Funke) südöstlich Erle

von 533 bis 559,5 = 26,5 m in 1 Bank

Bohrung Nr. 10 (Funke) am Bhf. Rhade

von 581,5 bis 596 = 14,5 m
- 655 - 663,5 = 8,5 -
- 672 - 692,0 = 20,0 - } 43,0 m in 3 Bänken - 110,5 -

Bohrung Nr. 14 (Funke) nördlich Tyshaus

von 554 bis 585,2 = 31,2 m in 1 Bank

Bohrung Nr. 18 (Funke) bei Deuten

von 636,3 bis 675,5 = 39,2 m in 1 Bank

Bohrung Nr. 19 (Funke) bei Deuten

von 472 bis 487 = 15 m in 1 Bank

Bohrung Nr. 20 (Funke) bei Tyshaus

von 475 bis 515,2 = 40,2 m in 1 Bank

Bohrung Klein-Reken südlich Kl.-Reken

von 788,7 bis 795,6 = 9,5 m
- 836,3 - 859 = 22,7 - } 32,2 m in 2 Bänken - 70,3 -

Bohrung Trier 8 bei Tyshaus

von 495 bis 515 = 20 m in 1 Bank

Bohrung Trier 9 bei Tyshaus

von 475 bis 281 = 6 m
- 495,5 - 508 5 = 13 - } 19 m in 2 Bänken - 33,5 -

Bohrung Trier 14 östlich Schermbeck

von 505,5 bis 538 = 32,5 m in 1 Bank

Bohrung Frischgewagt 3 südwestlich Wulfen

von 514,65 bis 524,65 = 10 m in 1 Bank.

Die Grünsandmächtigkeiten schwanken also zwischen 10 und 43 m, welche in bis 3 Bänken auftreten. Der Schichtenkomplex, in dem diese Bänke verteilt sind, differiert zwischen 21 und 110,5 m.

Dicht beieinander stehende Bohrungen, wie z. B. Nr. 19 und 20 Funke, ergeben erhebliche Mächtigkeitsdifferenzen von 25 und mehr Meter.

Diese bedeutenden Schwankungen der Mächtigkeiten sind ein Beweis, daß die Bildung bzw. Anhäufung des Glaukonitgehaltes auch von lokalen Ursachen bedingt ist.

In einzelnen Fällen ist der Grünsand lediglich, wie z. B. bei den Bohrungen Nr. 7, 14, 18, 19, 20 (Funke), Trier 8 und 14 und Frischgewagt 3 in einem geschlossenen Komplex von 10 bis 40,2 m an oder in der Nähe der Basis des Cenomans konzentriert worden.

Eine Zersplitterung des Grünsandes in mehrere Bänke tritt namentlich in nördlicher Richtung ein, wo im Maximum in der Nähe des Bahnhofes Rhade 3 Bänke entwickelt sind.

Aus diesen verschiedenen Mächtigkeiten des Grünsandes und der Zahl der Bänke ergibt sich, daß die letzteren nicht im strengsten Sinne des Wortes niveaubeständig sind. Jedenfalls gehören aber die Grünsandhorizonte der Unteren Abteilung des Cenomans an.

Die Unterschiede in der petrographischen Ausbildung der Grünsandhorizonte sind sehr erheblich. Man findet zunächst alle Übergänge zwischen stark Glaukonit führendem Mergel und losem Grünsand. An vereinzelten Stellen kommt in der unteren Abteilung der Grünsandzone ein Konglomerat vor, welches aus Bruchstücken von Mergel besteht, die durch Glaukonit verkittet werden. Ich beobachtete es beispielsweise in der Bohrung Nr. 20, und es scheint mir ein Beweis dafür zu sein, daß sich die Grünsandhorizonte wenigstens teilweise mit Transgressionen des Kreidemeeres decken; auch während des Absatzes der Kreidesedimente scheint das Meer also Oszillationen unterworfen gewesen zu sein.

Seltener tritt der Grünsand, wie z. B. nach den Untersuchungen Bärtlings in der Bohrung Trier 14, weich und tonig auf. Hier bildet er in dieser Ausbildung in dem von 505,5 bis 538 m reichenden Horizont die oberste Schicht.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten des Hornsteinhorizontes, welcher einwandsfrei in den Bohrungen 2 und 3 bei Erle nachgewiesen werden konnte, und zwar in der ersteren Bohrung bei 692 m und in der letzteren von 696 bis 705 m. Er gehört ebenfalls dem Cenoman an und liegt in der Bohrung 3 ca. 155 m unter dem Horizont von *Inoceramus labiatus* und 22 m über der Basis des Cenomans. In beiden Fällen besteht er aus einem weißen Kalkstein, in dem unregelmäßig und bizarr geformte Hornsteinknollen eingebettet sind.

Derartige Hornsteinhorizonte finden wir in den verschiedensten Schichten der Oberen Kreide vom Cenoman (Gegend von Bausenhagen), bis zum Senon. Wenn sie sich auch mitunter auf größere Entfernungen verfolgen

lassen, wie z. B. BÄRTLING den cenomanen vom Gehöft Bosselbahn auf Blatt Unna auf 6 Kilometer Länge bis auf Blatt Werl ausscheiden konnte, so zeigt sich doch bei der Untersuchung größerer Gebiete, daß auch diese Hornsteinhorizonte meist nur auf verhältnismäßig beschränkte Entfernungen aushalten und nicht als niveaubeständig im engsten Sinne des Wortes gelten können. Auf kleineren Gebieten sind sie natürlich von großer Wichtigkeit bei der Gliederung der Formation.

Besondere Beachtung verdienen die marmorierten Kalke und Mergel und die Kalke und Mergel mit wenig mächtigen Sandstein- und Sandschichten. Sie wurden namentlich im Norden in der Gegend von Erle und Rhade beobachtet.

In der Bohrung 3 traten die marmorierten Kalksteine ungefähr 50 m unter dem Horizont heller Mergel mit *Inoceramus labiatus* SCHLT. auf. Den Zwischenraum zwischen beiden füllt weißer Kalkstein aus. Die Marmorierung reichte bis zum oberen Grünsandhorizont bei 686,16 m.

In der Bohrung 2 finden wir ähnliche Verhältnisse. Die marmorierten Kalke liegen auch hier über dem Grünsand- und Hornsteinhorizont.

Die Bohrung 5 beim Bahnhof Rhade hat von der Grenze zwischen Emscher und Turon bis zum ersten Grünsandhorizont weißen Kalkstein mit wenig mächtigen Sand- und Sandsteinschichten, und in der Bohrung Nr. 10 folgt unter dem turonen hellgrauen Mergel dieselbe Wechsellagerung von Kalk- und Sandstein.

In petrographischer Beziehung unterscheiden sich beide in Frage kommenden Ausbildungen der Kreide wie folgt:

Als marmorierten Mergel bezeichne ich Kalkstein- und weiße Mergelschichten, die im allgemeinen im Streichen liegende, aber doch sich im spitzen Winkel schneidende grünliche, lettige Lagen enthalten. Das Gestein ist gleichsam in Mergel- oder Kalklinsen zerlegt, deren Längserstreckung sich mit dem Streichen der Schichten deckt, und welche durch die lettigen, gewöhnlich nur wenig mächtigen Lagen zusammengehalten werden — eine Flaserstruktur im großen.

Die Wechsellagerung zwischen Kalkstein und Sanden bzw. Sandsteinen bietet ein durchaus anderes Bild. Mehrere Zentimeter starke oder noch mächtigere Kalkbänke werden durch bis höchstens 1 cm starke Sand- und Sandsteinbänkchen voneinander getrennt. Beide Schichten greifen stylolithisch ineinander.

Der Sand oder lose Sandstein ist häufig durch einen sehr geringen Glaukonitgehalt ausgezeichnet.

Beide Kreidebildungen lassen sich nur bei Kernbohrungen auseinanderhalten, da beim stoßenden Bohrverfahren die verschiedenen Bestandteile der Gesteine derartig miteinander vermengt werden, daß man bei den marmorierten Mergeln oder Kalken einen mehr oder weniger tonigen und bei den stylolithischen Kalk-Sandbänken einen mehr oder weniger sandigen Kalk- oder Mergelschlamm erhält.

Was das gegenseitige Lagerungsverhältnis der beiden Gesteine anbelangt, glaubte ich zuerst feststellen zu können, daß die marmorierten Kalke diejenigen mit Sand- und Sandsteinschichten überlagern. Nach den Bohrungen in der Nähe des Bahnhofes Rhade scheinen sie sich aber gegenseitig zu vertreten derart, daß an der einen Stelle derselbe Horizont aus der Wechsellagerung von Kalk- und Sandstein bestehen kann, während an einer andern außerdem noch marmorierte Kalke auftreten. Es handelt sich also auch hier wieder um den schnellen petrographischen Wechsel der Gesteine der Oberen Kreide.

Das geologische Alter dieser beiden Gesteinskomplexe ist ziemlich geklärt. Sie scheinen auf das Cenoman beschränkt zu sein.

Gelegentlich fand ich eine Rotfärbung der marmorierten Kalke. Es handelt sich dabei aber nicht um einen besonderen Horizont, sondern um eine lokale, mutmaßlich auf der Wirkung der Solquellen beruhende Veränderung.

Für die paläontologische Gliederung von Turon und Cenoman bieten sich folgende Anhaltspunkte:

In der Bohrung 3 wurde das Turon bei 503 m angetroffen und bei 550 m die Zone des *Labiatus*pläners einwandsfrei von mir an häufig vorkommenden Individuen von *Inoceramus labiatus* Schlt. festgestellt; das Turon hat also nach unserer bisherigen Auffassung von der Grenze zwischen Emscher und Turon nur die auffallend geringe Mächtigkeit von 47 m; auf Cenoman kommen dann noch 177 m.

Da die unterste Stufe a) mit *Inoceramus labiatus* Schlt. am ganzen Südrande des Beckens von Münster durch die Häufigkeit des genannten Leitfossils ausgezeichnet ist, und nur ein einziger Meter (550) in der Bohrung Nr. 3 von mir als fossilführend festgestellt wurde, ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die Mächtigkeit des untersten Turonhorizontes nur wenige Meter beträgt.

In petrographischer Beziehung besteht er in den Bohrungen aus hellgrauen oder weißen Mergeln.

Ein Anhaltspunkt für die Trennung der drei oberen Turonhorizonte [d) Zone des *Inoc. Cuvieri* Sw., c) Zone des *Spondylus spinosus* Sw. und b) Zone des *Inoc. Brongniarti* Mtl.], die zusammen nur eine Mächtigkeit von einigen 40 m haben können, ist nicht vorhanden.

Sie bestehen aus hellgrauen bis weißen Mergeln.

Ob zwischen der Zone mit *Inoc. labiatus* Schlt. und den *Rotomagensis*schichten noch die Stufe mit *Actinocamax plenus* Blv. in geringer Mächtigkeit entwickelt ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Ihr Auftreten ist aber wegen der petrographischen Einheitlichkeit der folgenden Kalkstufe recht unwahrscheinlich.

Charakteristisch ist, daß unter dem *Labiatus*pläner ein Kalkkomplex beginnt, der aus den oben skizzierten stylolithischen oder marmorierten Schichten besteht. Grünsand kommt hier nur ganz ausnahmsweise vor, so in der Bohrung Nr. 10 (Funke) am Bahnhof Rhade, wo er 14,5 m mächtig ist und 110,5 m über der Unterkante des Cenomans beginnt (S. 241). Vielleicht gehört hierher auch die 9,5 m mächtige Gründsandschicht der Bohrung Klein-Reken, deren Oberkante 70,3 m über der Cenomanuntergrenze liegt. Bei der erstgenannten Bohrung wurde durch dicht benachbarte Bohrlöcher der Nachweis geführt, daß die Glaukonitschicht nur ganz beschränkte Ausdehnung hat.

Der Kalkkomplex ist also im allgemeinen grünsandfrei.

Da auch im Süden des Beckens von Münster das Cenoman mit versteinerungsarmen Kalken beginnt, dürfte man nicht fehlgehen, wenn man diesen Komplex als die oberste Zone des *Amm. Rotomagensis* Dfr. auffaßt.

Bei Rhade und Deuten liegt ihre Unterkante 30 bis 45 m über der Cenomanunterkante, so daß ihre Mächtigkeit zwischen 70 und 105 m schwankt. Von allen in Betracht kommenden Stufen des Turons und Cenomans ist also diejenige des *Amm. Rotomagensis* bei weitem die mächtigste, da sie die Hälfte und darüber der gesamten Turon-Cenomanstärke einnimmt.

Der im Liegenden der *Rotomagensis*kalke folgende Schichtenkomplex bis zur Unterkante des Cenomans ist recht einheitlich und kann als Zone der Hauptgrünsande, Hornsteine und dunklen Mergeln bezeichnet werden. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Regel 30 bis 45 m.

Die Zahl und Mächtigkeit der Gründsandschichten ist ganz verschieden (S. 240 u. 241), kann also nicht für eine weitere

Gliederung benutzt werden. Ebenso sind die im Liegenden sich einstellenden dunklen Mergel nicht niveaubeständig, sondern Mergel und Grünsand können sich beliebig vertreten.

Die Hornsteine (S. 242) der Bohrungen 2 und 3 (Funke) bei Oestrich liegen verschieden 38 bzw. 22/30 m über der Cenomanunterkante, trotz der großen Nähe der Bohrungen, sind also ebenfalls nicht niveaubeständig, wenn sie auch zweifellos dem oberen Teile des in Frage stehenden Schichtenkomplexes angehören.

Da Versteinerungen in den Bohrkernen nicht gefunden werden konnten, müssen die beiden liegenden Cenomanzonen der *Schloenbachia varians* Sw. und des *Pecten asper* Lm. zusammengefaßt werden.

Es ergibt sich also folgende Einteilung von Turon und Cenoman in der Gegend von Oestrich, Erle, Rhade und Deuten nördlich der Lippe:

	Geologische Stufe	Petrographische Beschaffenheit	Mächtigkeit
Turon	Zone des *Inoc. Cuvieri* Sw., *Spondylus spinosus* Sw. u. *Inoc. Brongniarti* Mtl.	Zone der weißgrauen bis weißen Mergel (oberer Teil)	In der Regel zusammen einige 40 m mächtig
	Zone des *Inoc. labiatus* Schl.	Zone der weißen Mergel (unterer Teil)	Nur wenige Meter mächtig
Cenoman	Zone des *Amm. Rotomagensis* Dfr.	Zone der stylolithischen oder marmorierten Kalke (nur ganz vereinzelt und lokal Grünsand)	In der Regel 70—105 m mächtig
	Zone des *Schloenbachia varians* Sw. u. *Pecten asper* Lm.	Zone der Hauptgrünsande mit dem Hornsteinhorizont in der oberen Abteilung und dem liegenden dunklen Mergel	In der Regel 30—45 m mächtig

Die Spalten des Turons und Cenomans:

Bei den Bohrungen fand man in den beiden Stufen der Oberen Kreide häufiger offene Spalten, in denen das Spülwasser verschwand. Turon und Cenoman werden also auch hier von einem Spaltensystem durchsetzt, welches sich, wie die Erfahrungen im Süden und Südosten des Beckens von Münster lehren, außerordentlich weit verzweigt. Die Klüfte sind z. T. seiger, z. T. flach fallend. Im ersteren Falle entsprechen sie in der Regel Querklüften des Kalkes, mitunter aber auch Verwerfungen, die allerdings im Osten meist nur eine

ganz geringe Verwurfshöhe haben. Da sich aber der Westen des Kreidebeckens vom Osten des Industriegebiets dadurch unterscheidet, daß Verwerfungen in der Kreide im Westen unverhältnismäßig häufiger sind als im Osten, werden die mehr oder weniger vertikalen Klüfte nördlich der Lippe häufiger mit Querverwerfungen identisch sein als im Osten des Industriegebiets. Ihre Erweiterung wurde durch Auflösung der Mergel und Kalke bewirkt.

Die flach fallenden Klüfte stehen mit den vertikalen in Verbindung. Zum Teil sind sie dadurch entstanden, daß die Kalke und Mergel von den Schichtflächen aus aufgelöst und weggeführt wurden.

Während die Vertikalklüfte die Verbindung des Kluftsystems mit den hangenden und liegenden Formationen vermitteln, ermöglichen die flachen die Weiterleitung der event. auf den Klüften zirkulierenden Minerallösungen und Gase auf sehr große Entfernungen, vielleicht durch das ganze Industriegebiet.

Ein Teil des aufgelösten Kalkes kam in der Form von Kalkspat auf den Klüften wieder zum Absatz. Es lassen sich häufiger verschiedene Generationen des Minerals nachweisen, die sich auf den Vertikalklüften mitunter — abgesehen von der Krystallform und Farbe — dadurch voneinander unterscheiden, daß die älteren durch Druck ausgewalzt sind, während die jüngste keine derartigen Erscheinungen zeigt. Die Auswalzung ist ein Beweis nachträglicher Gebirgsbewegungen, von denen nach dem Aufreißen der Verwerfungsspalte, ihrer Erweiterung und dem Absatz der älteren Kalkgenerationen die Kreide in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Wenn es sich auch hierbei in der Regel um erneutes Absinken des im Hangenden eines Verwerfers befindlichen Schichtenkomplexes handeln wird, so ist doch nicht ausgeschlossen, daß die in dem Abschnitt „Zechstein“ geschilderte Auslaugung des Zechsteinsalzes, welche den Zusammenbruch des Buntsandsteins herbeiführte, lokal — wie z. B. bei der Bohrung Nr. 2 Funke mit z. T. unter 45° geneigten Mergeln — auch noch die unteren Kreideschichten beeinflußte.

Solquellen sind in den nördlichsten Bohrungen im Westen des Kreidebeckens nur vereinzelt beobachtet worden. In der Bohrung Nr. 10 (Funke) fand man eine Solquelle, welche einige Prozent Na Cl bei beschränkter Ergiebigkeit hatte.

Diese Armut an Quellen dürfte ebenfalls auf das Fehlen des Zechsteinsalzes durch Auslaugung zurückzuführen sein. Durch

die wasserdichte Verkittung der Zusammenbruchs-(Buntsandstein- und Zechstein-)Riesenbreccie wurde die Kommunikation des Spaltensystems unterbrochen, welches früher mit dem weiter nordwestlich liegenden Salzreservoir in Verbindung stand.

Von Interesse ist das Asphaltvorkommen in der Bohrung Nr. 18 (Funke). Hier fand man bei 640 m im Cenoman eine Kluft, die mit Asphalt ausgefüllt war. Nach dem Anzünden entwickelte er den Geruch der blakenden Petroleumlampe, der für solche Asphalte charakteristisch ist, die durch Oxydation von Petroleum bzw. Petroleumgasen entstanden sind. Das Vorkommen ist also identisch mit den häufiger im Osten des Industriegebiets im Turon und Cenoman gefundenen.

Bei den Bohrungen nördlich der Lippe wurden nach meiner Kenntnis nirgends die in der Gegend von Ascheberg, Münster und Drensteinfurt so häufigen Petroleumgase gefunden, die dem Bergmann gefährlich werden können. Die Asphaltbildung, die von ihrem früheren Vorhandensein zeugt, gehört also einer früheren Epoche an.

Ich halte es nicht für unmöglich, daß auch hier die oben erwähnte Buntsandstein - Zechstein - Riesenbreccie die Kommunikation mit dem weiter östlich bekannten gasführenden Kluftsystem zerstörte.

Im Herzoglich Croy'schen Regalbezirk wurden früher Asphaltvorkommen ausgebeutet, die im Senon namentlich an der Vechte auftreten[1]) und auch im Fürstlich Salm-Salmschen Gebiete an mehreren Stellen bekannt wurden. Daß die Lagerstätten im Senon dieselbe Entstehung haben wie die im Turon, halte ich für sehr wahrscheinlich.

Es ist nicht uninteressant, daß dieser Asphalt in früheren Jahren häufiger bei den Fundesbesichtigungen mit Anthrazit verwechselt wurde und in einigen Fällen zur Verleihung von Steinkohlenfeldern Veranlassung gegeben hat.

Über den Ursprung der Petroleumgase ist nichts Sicheres bekannt. Nimmt man an, daß das Petroleum durch die Zersetzung organischer Reste entstanden ist und aus der Tiefe in die Klüfte und Poren des Kalkes heraufdestilliert wurde, so käme für die Entstehung die nächstältere besonders organismenreiche Schicht in Frage. In dem im Westen des Regalbezirks liegenden Unteren Kreidegebiet bestehen die Wealdenkalke und Schiefertone auf große Erstreckungen fast nur

---

[1]) v. Dechen: Erläuterung zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884, Bd. II, S. 492.

aus Cyrenen, Melanien usw. Da hier Millionen von Tierleibern zersetzt worden sind, könnte dieser Horizont die Petroleumbildung veranlaßt haben.

Die Tektonik der Oberen Kreide wird durch eine flache Ost-West-Faltung und durch Querverwerfungen bedingt, deren Einfluß im vergleichenden Abschnitt S. 254 näher geschildert werden soll.

Beispiele von Kreide-Profilen.

A. bedeutet: Zone der losen Sande mit festen Zwischenlagen von meist Quarzit oder Sandstein. Im Allgemeinen Sande von Haltern (Zone des *Pecten muricatus* Gdf.).

B. bedeutet: Zone der losen, häufig tonigen Sande mit festen Zwischenlagen von meist sandigem Mergel. Im Allgemeinen Recklinghäuser Sandmergel (Zone des *Marsupites ornatus* Mtr).

C. bedeutet: Emscher (Zone des *Ammonites Margae* Schl. und *Inoceramus digitatus* Sw.).

D. bedeutet: Turon und Cenoman (Zone des *Inoc. Cuvieri* Sw. bis Zone des *Pecten asper* Lm.).

Bohrung Nr. 3 (Funke).

A. Bis 86,89 m.
B. - 170,0 m (83,11 m mächtig).
C. - 503 m (333 m mächtig), u. zwar bis 200 sehr sandig, bis 395 sehr tonig.
Grenze zwischen Emscher und Turon dürfte tiefer, als hier angegeben liegen.
D. - 727,7 m (224,7 m mächtig). Bei 550 m Inoc. labiat. in hellem bis weißem Mergel. Turon 47 m, Cenoman 177 m.
Über dem Grünsand weißer marmorierter Kalkstein.

Grünsand	686,16 — 696	m	= 9,84 m
Hornsteinhorizont	— 705	-	= 9,00 -
Grünsand	— 727,7	-	= 22,7 -

Bohrung Nr. 5 (Funke) (18 m Diluvium der Rheinterrasse).

A. Bis 120 m.
B. - 180 - (60 m mächtig).
C. - 500 - (320 - -).
D. - 679 - (179 - -).
Über dem Oberen Grünsand (zwischen 585 und 604 m) stylolithischer Kalkstein mit wenig mächtigen Sand- und Sandsteinlagen.
Grünsandhorizont:
bei 637 m glaukonitischer Kalkstein,
von 645—651,5 m Grünsand (6,5 m mächtig)
- 662—666 - - (4 - -)

Bohrung Nr. 7 (Funke) (3,5 m Diluvium).

A. + *B.* Bis 168 m.
C. Bis 435 m (267 m mächtig), und zwar
- 195 - sandiger grauer Mergel.
- 275 - fester grauer Mergel.

C. Bis 290 m grauer Mergel mit harten Lagen.
- 435 - grauer Mergel.
D. - 647 - (212 m mächtig) zu oberst weißgrauer Mergel.
Grünsand von 533—559,5 (26,5 m mächtig), darunter Kalkstein mit Mergelschichten.

Bohrung Nr. 10 (Funke).

A. Bis 124,5 m (124,5 m mächtig)
B. - 193,5 - (71,0 - -).
C. - 530 - (336,5 - -).
D. - 709 - (179 - -).
Zwischen dem ersten und zweiten Grünsand stylolithisch verzahnt mit wenig mächtigen Sandschichten.
Grünsand von 581,5—596 m (14,5 m mächtig)
655—663,5 - (8,5 - -)
672—692,0 - (20,0 - -)

Bohrung Nr. 14 (Funke). (Bis 2 m Rheinterrasse).

A. Bis 113 m (111 m mächtig) z. T. Auftreten von Eisenerzschichten im losen Sande.
B. - 205 m (92 m mächtig).
C. - 440,50 - (235,50 - -).
D. - 585,20 - (144,7 - -).
Grünsand von 554—585,2 m = 31,2 m, zu oberst lose, zu unterst mit Konglomeratlagen.

Bohrung Nr. 18 (Funke).

A. Bis 100,0 m (100,00 m mächtig).
B. - 185,0 - (85,0 - -).
C. - 501,65 - (316,6 - -).
D. - 675,5 - (173,85 - -).
Über dem Grünsand heller Mergel und weißer Kalk.
Grünsand oder stark glaukonitischer Mergel von 636,3 m bis 675,5 m = 39,2 m.
Bei 640 Kluft mit Asphalt, der angezündet nach Petroleum riecht.

Bohrung Kl.-Reken.

A. Bis 112 m.
B. - 169 - (57 m mächtig).
C. - 701 - (532 - -).
D. - 859 - (158 - -).
Über und zwischen den Grünsanden weiße, die untersten 20 m graue Mergel.
Grünsande von 788,7—795,6 m (6,9 m mächtig)
- 836,3—859,0 - (22,7 - -)

Bohrung Trier 9 (Dr. Bärtling) (Bis 31 m Sand und Kies der Rheinterrasse).

A. + *B.* Bis 95 m.
B. Bis 450 m (355 m mächtig) zu oberst sandig.

C. Bis 508,5 m (58,5 m mächtig), die Mächtigkeit ist auffallend gering.
Grünsand von 475—481 m als glaukon. Mergel (6 m mächtig).
- 495,5—508,5 m (13 m mächtig).
Oberer Gault Bis 509 m mergeliger glaukonitischer Ton mit *Inoc. sulcatus* PARK (0,5 m mächtig).

Bohrung Frischgewagt 3.

A. + *B.* Bis 80,35 m Diluvium und Senon (80,35 m mächtig).
C. Bis 360 m (279,65 m mächtig).
D. - 524,65 - (164,65 - -).
Über dem Grünsand heller Mergel.
Grünsand von 514,65—524,65 m (10 m mächtig).

B. Vergleich mit dem weiteren Gebiet.

Es liegt nahe, von diesen nördlichsten Bohrungen des westlichen Teiles des Beckens von Münster aus sich Rechenschaft über die mutmaßliche Verbreitung der ganzen Formation in nördlicher, östlicher und westlicher Richtung, über ihre petrographische Ausbildung im Vergleich mit dem übrigen Verbreitungsgebiet und ihre Tektonik abzulegen.

Was zunächst die Verbreitung der Oberen Kreide anbelangt, so ist sie nicht zum geringen Teil durch die Schürfarbeiten der Fürstlich SALM-SALMschen Verwaltung und der holländischen Regierung in westlicher Richtung fast vollständig geklärt.

Sämtliche Stufen der Oberen Kreide keilen nach Westen bzw. Nordwesten aus, und zwar in einer bogenförmigen Linie (s. Taf. VI), welche über Oeding, Südlohn und Stadtlohn verläuft. Diese Grenze war schon VON DECHEN bekannt, da sie infolge der größeren Widerstandsfähigkeit der Turon- und Cenomankalke als flacher Hügel an der Oberfläche ausgeprägt ist.

Die neueren Aufschlüsse haben ergeben, daß es sich hier nicht etwa nur um ein lokales Herausheben handelt, welches vielleicht durch eine Aufsattelung des Gebirges veranlaßt wird, sondern um die alte, durch spätere Abrasion und tektonische Einflüsse allerdings modifizierte Kontinentalgrenze.

Diese Grenze der Kreide von Münster scheint — wenn man lediglich sichere Aufschlüsse benutzt — ausschließlich auf der rechten Rheinseite zu verlaufen. Sie kommt dem Rhein teilweise z. B. bei Dinslaken sehr nahe und biegt dann in die längst bekannte östliche Richtung um, derart verlaufend, daß das Produktive Carbon Westfalens nur in einem verhältnismäßig kleinen Dreieck an die Tagesoberfläche kommt.

Petrographisch unterscheidet sich die Ausbildung der Kreide von Deuten und Rhade nicht unwesentlich von dem übrigen bekannten Gebiete. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß das Senon im östlichen Teile des des Beckens von Münster bis in die Gegend von Emkum, östlich Hullern (s. Tafel VI) kalkig ausgebildet ist, und daß es deshalb hier unmöglich ist, eine Grenze zwischen Emscher und Senon in den mit stoßendem Verfahren niedergebrachten Tiefbohrungen zu ziehen.

Im westlichen Teile dagegen sind die Zonen der Sande von Haltern und der Recklinghäuser Sandmergel sandig entwickelt und unterscheiden sich, soweit die Bohrungen bis jetzt nach Norden vorgedrungen sind, durch nichts von den südlichsten Aufschlüssen, beispielsweise bei Recklinghausen.

Ebensowenig macht sich in der Ausbildung des Emschers nach Norden zu ein wesentlicher Unterschied bemerkbar. Man hat allerdings den Eindruck, als ob die obersten Emscher-Schichten sandiger sind als diejenigen im südlichen Teile des Industriebezirkes; Sandsteinbänke im Mergel werden außerdem häufiger.

Zweifellos ist die Mächtigkeit des Emschers, welche bei Deuten und Rhade 300 m selten überschreitet, wesentlich geringer, als man nach dem nördlichen Einsinken der Kreide im Süden annehmen sollte. Diese Mächtigkeitsverringerung hängt ausschließlich mit der Nähe der Kontinentalgrenze der Oberen Kreide im Westen zusammen, denn die senone Decke hat den Emscher vor einer event. nachträglichen Reduktion durch die Abrasion geschützt.

Im Turon und Cenoman finden sich ebenfalls bedeutende Abweichungen in petrographischer Beziehung. Während die Formationen im Osten hauptsächlich mergelig entwickelt sind, und Kalke im allgemeinen zurücktreten, haben wir im Westen das Überwiegen der weißen Kalke auf Kosten der Mergel.

Bemerkenswert sind die Wechsellagerungen von Kalk mit den wenig mächtigen Sand- und Sandsteinbänken, die stylolithisch mit den Kalken verzahnt sind und sich meist durch Glaukonitgehalt auszeichnen (s. S. 245).

Bis jetzt unbekannt waren auch die von mir als marmoriert bezeichneten Kalke und Mergel, die S. 245 geschildert wurden.

Die mächtige Entwicklung des Turons und Cenomans sticht außerordentlich gegen die verhältnismäßig kümmerliche Entwicklung des Emschers ab; da wie S. 244 ausgeführt wurde, das Cenoman unverhältnismäßig mächtiger ist als das Turon, zeigte das Kreidemeer während der Bildung des Cenomans die stärkste Kalksedimentation bezw. Präcipi-

tation, während bereits zur Turonzeit eine intensive Abnahme stattfand.

Was das Auftreten der Grünsande anbelangt, so zeigt sich, daß sie lediglich auf das Cenoman beschränkt sind. Es fehlen also die Grünsandhorizonte des *Brongniarti*- und des Scaphitenpläners. Die auffallend intensive Entwicklung der Grünsande im Cenoman dürfte mit der Nähe der Kontinentalgrenze im Nordwesten zusammenhängen.

Über die Mächtigkeitsveränderung der Oberen Kreide als Ganzes in westöstlicher und nordsüdlicher Richtung liegen interessante Aufschlüsse in neueren Tiefbohrungen vor. Die Bohrungen Everswinkel und Hoetmar (E. u. H. der Karte, s. Taf. VI) stellten die Kreidemächtigkeit zu 1352 und 1307 m fest. Die mit Zahlen versehenen gestrichelten und punktierten Linien geben Punkte gleicher Senon- und Emscher- bzw. Ganzer Kreide-Mächtigkeit an und beweisen die übliche, sehr allmähliche Zunahme nach Norden bzw. Nordosten.

Diese Resultate stimmen mit denen der Bohrung Münster 1 überein, welche 1406 m Kreidemächtigkeit feststellte. Die Bohrungen Münster 2—5 ergaben im Gegensatz hierzu ca. 1137. Die zwischen den Münsterbohrungen festgestellte Verwerfung muß also annähernd nordwestlich streichen und nach Nordosten einfallen, so daß die Bohrungen Münster 1, Everswinkel und Hoetmar auf dem gesunkenen, die Bohrungen Münster 2—5 auf dem stehengebliebenen Teile liegen.

Die Verwurfshöhe berechne ich zu ca. 250 m.

Eine genauere Horizontierung der Schichten war mir in der Bohrung Everswinkel möglich. Hier wurde der *Labiatus*-pläner bei 1075 m festgestellt. In der Bohrung 3 (Funke) bei Oestrich fand man denselben Horizont bei 550 m. Berücksichtigt man die Verwurfshöhe der obigen Verwerfung mit 250 m, so ergibt sich das ostwestliche Herausheben zwischen beiden Bohrungen zu 825 — 550 = 275 m. Geht man von den Kreideunterkanten aus, so erhält man

Gesamt-Kreidemächtigkeit Everswinkel	1352 m
Verwerfung Münster	ca. 250 -
	ca. 1102 m

Gesamt-Kreidemächtigkeit Nr. 3 (Funke) ca. 728 m, folglich ostwestliches Herausheben 1102 — 728 = 374 m.

Die Differenz von ca. 100 m zwischen beiden einwandsfreien Berechnungen ist dadurch zu erklären, daß die Cenomanmächtigkeit bedeutend stärker in ostwest-

licher Richtung abnimmt als die Turonmächtigkeit. Diese Abnahme erreicht auf der in Frage kommenden Strecke ca. 100 m.

Wie sich infolgedessen das Nord-Südprofil durch Münster von demjenigen durch Dorsten unterscheidet, ergeben Tafel V und VI.

Interessant ist auch der Vergleich des letzteren Profils mit demjenigen von LEO CREMER in Glückauf 1895 gegebenen.

Die Tektonik der Kreide weicht ebenfalls, und zwar ganz erheblich, von derjenigen im Süden bzw. im Osten ab. Zunächst ergibt sich aus den Bohrungen, daß, abgesehen von den Verwerfungen und der Faltung, das Einsinken der Unterkante der Oberen Kreide nur mit einem Winkel bis höchstens 2° erfolgt. Entsprechend der Muldenbildung des Beckens von Münster hat sie sich flacher gelegt, als wir es am Südrande gewöhnt sind. Während wir außerdem im Süden eine fast horizontale Lagerung in den Grubenaufschlüssen und in den Bohrlöchern feststellen, zeigen die Aufschlüsse der nördlichen Bohrungen recht häufig ein deutliches Einfallen, welches mit Verwerfungen nichts zu tun hat.

Diese Beobachtung deckt sich mit der Untersuchung von Tagesaufschlüssen weiter im Nordosten an den Baumbergen und mit den Untersuchungen weiter im Westen, mit welchen sich eine Abhandlung des Herrn Bergassessor SCHULZE-BUXLOH beschäftigen wird.

BÄRTLING fand in den Baumbergen die flache Sattel- und Muldenbildung, von deren Richtigkeit ich mich selbst auf gemeinsamer Tour überzeugen konnte. Sie ist daraus zu erklären, daß im nördlichen und im westlichen Teile des Beckens von Münster eine jüngere Faltung zu außerordentlich flachen ostwestlich gerichteten Sätteln und Mulden Platz greift, die nach Westen und vielleicht auch nach Norden intensiver zu werden scheint.

Abgesehen von dieser Faltung, wird die Kreide durch eine große Anzahl von Störungen beeinflußt. Mit der Annäherung an den Rheintalgraben stellen sich immer häufiger Verwerfungen (s. Taf. V und VI) ein, welche mutmaßlich zum ersten Mal im Spätcarbon und Rotliegenden aufrissen, auf denen aber auch in den späteren geologischen Epochen, vielleicht bis in die jüngste Zeit hinein, Gebirgsbewegungen stattfanden.

Die Verwerfungen in der Kreide sind also nach meiner Auffassung hauptsächlich durch das Wiederaufreißen älterer zu erklären.

II. Die Untere Kreide.

In den zahlreichen Bohrungen, welche von mir im Norden des Beckens von Münster untersucht wurden, fand ich in keiner Reste der Unteren Kreide, wie sie von BÄRTLING in der Tiefbohrung Trier 9 beim Forsthaus Freudenberg, etwa 6 km nordwestlich von Dorsten an der Lippe, festgestellt wurden[1]).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Unteren Kreide liegt im allgemeinen westlich bzw. südwestlich von der alten Kontinentalgrenze der Oberen Kreide (s. Taf. VI).

VON DECHEN hat dieser Linie — wie oben ausgeführt wurde — als einer tektonischen große Bedeutung beigemessen.

Aus dem Unteren Kreidefunde der Bohrung Trier 9 hat BÄRTLING ganz richtig den Schluß gezogen, daß die jüngere Kreidetransgression nicht erst im Cenoman, sondern bereits im Gault einsetzte. Das ursprüngliche Verbreitungsgebiet des Gaults greift also weit über das Verbreitungsgebiet der Oberen Kreide, und wenn in den Tiefbohrungen in der Gegend von Rhade und Deuten keine Reste Unterer Kreide gefunden wurden, so ist das nur ein Beweis dafür, daß auf die erste Transgression des Gault-Meeres nach Osten ein Zurückweichen stattfand; das Gebiet wurde wieder Festland, und die wenig mächtige Ablagerung des Gault-Meeres fiel da, wo sie nicht zufällig, wie bei Trier 9, in tektonischen Gräben vor der Abrasion geschützt war, dieser anheim.

BÄRTLING gibt eine ähnliche Erklärung, wenn er sagt, „der Zusammenhang der Schollen mit der geschlossenen Decke der Unteren Kreide ging bei Oszillationen der Strandlinie dieser Periode wieder verloren".

Früher nahm man im Becken von Münster eine viel größere Verbreitung der Unteren Kreide an und LEO CREMER konstruierte sie in seinem Nord-Süd-Profil durch Münster[2]) mit erheblicher Mächtigkeit. Die Tiefbohrungen ergaben ihr vollständiges Fehlen (Profil Tafel VI).

---

[1]) Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft, Bd. **60**, 1908, Monatsbericht Nr. 7.

[2]) L. CREMER: a. a. O.

III. Der Buntsandstein.

(Siehe Tabellen S. 262).

A. Beobachtungen im Gebiet nördlich der Lippe.

Die Gesamtmächtigkeit der Formation schwankt zwischen 125,5 m (Bohrung Nr. 18 (Funke) und fast 400 m (Bohrung Trier 12).

Die Mächtigkeitsänderungen des Buntsandsteins gehen aus folgenden Gruppierungen der Bohrlöcher in nordsüdlicher und ostwestlicher Richtung hervor.

Von Nord nach Süd:

Bohrung	von	bis	=
Bohrung Nr. 3 . . .	von 727,7	bis 943 m	= 215,3 m
- - 4 . . .	- 675	- 922 -	= 247 -
- - 10 . . .	- 709	- 990 -	= 281 -
- - 18 . . .	- 675,5	- 801 -	= 125,5 -
- - 20 . . .	- 552,5	- 803 -	= 250,5 -

Von West nach Ost:

Bohrung	von	bis	=
Bohrung Nr. 2 . . .	von 730,62	bis 912,82 m	= ca. 182,20 m
- - 3 . . .	- 727	- 943 -	= 216 -
- - 5 . . .	- 679	- 923,5 -	= 244,5 -
- - 10 . . .	- 709	- 990,50 -	= 281,50 -

Aus beiden Reihen ergibt sich, daß auf einem beschränkteren Raum keine gesetzmäßige Zu- und Abnahme der Formation festgestellt werden kann. Die sprunghaften Mächtigkeitsänderungen, wie sie häufiger dicht aneinanderstehende Bohrungen zeigen, lassen sich nur auf den Einfluß von Störungen zurückführen, die zwischen den betreffenden Bohrungen hindurchsetzen (Taf. V u. VI).

In petrographischer Beziehung besteht der Buntsandstein aus roten und bläulichen Letten, milden Sandsteinen, die zum Teil rot, zum Teil hellgelb sind, vereinzelten groben Schichten und Konglomeraten und wenig mächtigen Anhydrit-, Kalkstein- und Mergelbänken.

Die Letten überwiegen namentlich in der hangenden und liegenden Partie, während sie in der mittleren gewöhnlich zurücktreten.

Mit den Sandsteinen verhält es sich umgekehrt. Sie überwiegen in der mittleren Partie, finden sich zwar in der hangenden und liegenden, treten aber zugunsten der Letten außerordentlich zurück. Charakteristisch für die Sandsteine ist ihre milde Beschaffenheit und ihre Gleichkörnigkeit. Nur untergeordnet fand

man wenig mächtige Bänke mit gröberen Bestandteilen, und ganz selten sind Konglomerate.

Über die wenigen Fälle, in denen die Konglomerate in dem fraglichen Gebiet bis jetzt gefunden worden sind, möchte ich folgendes ausführen:

Bohrung	Nr. 2	Nr. 3.	Nr. 6.	Frischgewagt 3	Vreden
Lage der Konglomerate	Von 895 bis 904,8 m	Von 874 bis 882 m	Von 795 bis 832 zwar kein Konglomerat, aber recht grober Sandstein	Von 727,7 bis 728,3 m	Grober Sandstein bei ca. 680 (Basis des M. B.) und ca. 960 (Basis des U. B.)
Oberkante des Buntsandsteins	730,6 m	727,7 m	706 m	524,6 m	211 m
Unterkante des Buntsandsteins	904,8 m	943 m	870,75 m	867,5 m	960 m

Bei der unvollkommenen Entwicklung des Buntsandsteins im engeren Gebiet empfiehlt es sich, das vollkommene Profil von Vreden zum Vergleich heranzuziehen.

G. Müller stellte bei Vreden zwei grobkörnige Horizonte bei ca. 680 bzw. 960 m fest; der obere entspricht der Basis des Mittleren, der untere derjenigen des Unteren Bunten.

Da die Ausbildung der Buntsandsteinformation nördlich der Lippe bis Rhade und Reken im allgemeinen eine sehr feinkörnige ist, sind die wenigen bekannt gewordenen Fälle von Schichten mit grobem Korn und Konglomeraten und ihre stratigraphische Stellung von besonderem Interesse. Ich sehe hier naturgemäß ab von der zum Zechstein gehörigen Zusammenbruchsbreccie über dem liegenden Anhydrit, die häufig fälschlich als Konglomerat bezeichnet wird, und die man irrtümlich als Basis des Buntsandsteins auffaßt (s. S. 266).

Das Konglomerat der Bohrung 2 (s. obige Tabelle) liegt zweifellos an der Basis des Unteren Bunten, entspricht also dem tieferen der Bohrung Vreden.

In der Bohrung 3 wurde das Konglomerat zwischen 874 und 882 m angetroffen, d. h. 146 m unter der Buntsandsteinoberkante und 61 m über der Unterkante der Formation. Es

könnte also demnach dem oberen Konglomerat von Vreden entsprechen.

Demselben Horizont können die groben Sandsteine der Bohrung 6 (Funke) zugerechnet werden, bei der die Unterkante der Formation bei 870,75 m erreicht wurde.

Die Bohrung Frischgewagt 3 ergab Konglomerat von 727,7—728,3, d. i. 203 m unter der Buntsandsteinoberkante und 139,2 m über dessen Unterkante. Auch hier kann demnach die Konglomeratschicht mit der oberen grobkörnigen Zone von Vreden parallelisiert werden.

Trotz der feinkörnigen Entwicklung scheinen also wenig mächtige Konglomerat- oder grobkörnige Buntsandsteinschichten an der Basis der mittleren Abteilung der Formation wiederholt aufzutreten.

Auffallend ist die Entfärbung der Sandsteinbänke auf große Mächtigkeiten, welche im grellsten Gegensatz zur Rotfärbung der oberen Carbonschichten (s. S. 277) steht. Vielleicht hängt diese Entfärbung mit der Auslaugung der Zechsteinsalze und dem Zusammenbruch der Buntsandsteindecke zusammen (s. S. 274).

Die Mergel und Kalke finden sich vorzugsweise im hangenden Teile des Buntsandsteins und dürften den sog. Kalken des Röt entsprechen.

Der Anhydrit kommt ebenfalls in den hangenden Schichten vor, findet sich aber auch untergeordnet in den liegenden. Hier ist es indessen häufig recht zweifelhaft, ob die mit Anhydrit wechsellagernden Letten, welche bisweilen über dem mächtigeren Zechstein-Anhydrit auftreten, nicht besser zum Zechstein gezogen werden. Bei einer derartigen Trennung beider Formationen ist der Anhydrit des Buntsandsteins auf die oberste Stufe beschränkt.

Eine Gliederung des Buntsandsteins ist deshalb schwierig, weil in einer größeren Anzahl von Bohrlöchern die ganze Formation aus einem Trümmerhaufen durcheinanderliegender Schollen besteht (S. 274). Da, wo ruhigere Lagerungsverhältnisse beobachtet werden, kann man in einigen Fällen eine Zweiteilung, in andern eine Dreiteilung vornehmen.

Eine Zweiteilung ergibt sich beispielsweise bei der Bohrung Trier 8 mit 250 m (von 515—765) Buntsandsteinmächtigkeit (Dr. Bärtling) in eine obere Lettenzone bis 595 m (80 m mächtig) und eine untere Sandstein- und Lettenzone bis 765 m (also 170 m mächtig).

Die Bohrung Trier 12 mit 400 m (von 570—970 m) Buntsandstein läßt ebenfalls die Zweigliederung zu in eine Letten-

und Anhydritzone bis 761 m (131 m mächtig) und eine Sandstein- und Lettenzone bis 970 m (239 m mächtig).

In der Bohrung Trier 14 — Buntsandstein von 538—779,75 m (241,75 m mächtig) — lassen sich die Schichten in eine Letten- und Mergelzone bis 660 m (122 m mächtig) und eine Sandsteinzone bis 779,75 m (119,75 m mächtig) zusammenfassen.

Dieser Zweiteilung steht nun aber in einer großen Anzahl von Bohrungen eine Dreiteilung gegenüber.

Die Bohrung Nr. 4 (Funke) Buntsandstein von 675—922 m = 247 m mächtig) zeigt:

Lettenzone	bis 756 m	= 81 m	mächtig
Sandsteinzone mit untergeordneten Letten . . .	- 843 -	= 87 -	-
Lettenzone mit untergeordneten Sandsteinen .	- 922 -	= 79 -	-

Die Bohrung Nr. 5 (Funke) ergab ähnliche Verhältnisse, nämlich:

Buntsandstein . . von 679—923,5 m (244,5 m mächtig).

Er wird gegliedert in:

Lettenzone mit untergeordnetem Sandstein und Mergel . . .	bis 705 m	= 26 m	mächtig
Sandsteinzone mit untergeordneten Letten und Mergel .	- 801 -	= 96 -	-
Lettenzone mit untergeordnetem Sandstein und Mergel . . .	- 923,5 -	= 122,5 -	-

Ca. 3,5 km weiter südlich bei Deuten liegt die Bohrung Nr. 18 (Funke), in welcher der Buntsandstein von 676,5—801,0 m reicht (124,5 m mächtig).

Er kann eingeteilt werden wie folgt:

Bis 700 m überwiegend	Letten	(23,5 m mächtig)
- 730 - -	Sandstein	(30,0 - -)
- 801 - -	Letten	(71,0 - -).

Die bereits oben herangezogene Bohrung Vreden zeigte ein außerordentlich vollständiges Buntsandsteinprofil von 211 bis 960 m (749 m mächtig).

Nach der von G. Müller aufgestellten Bohrtabelle kann man folgende Zonen zusammenfassen:

Letten-, Mergel-, Gips- und Steinsalzzone	bis 417 m	(206 m mächtig)
vorwiegend Sandstein mit groben Sandsteinbänken a. d. Basis	- 680 -	(263 - -)
feinbänkiger Sandstein mit Anhydritletten und grobem Sandstein a. d. Basis .	- 960 -	(280 - -)

Die auf holländischem Gebiet stehende Bohrung Eibergen liegt annähernd in demselben Parallelkreis wie die Bohrung Vreden. Hier wurde der Buntsandstein nicht vollständig durchteuft. Er ermöglichte keine derartige Gliederung, sondern zeigte ausschließlich lettige Entwicklung.

Aus diesen Beispielen dürfte hervorgehen, daß in vielen Fällen eine Dreiteilung der Buntsandsteinformation in eine obere, mittlere und untere Abteilung möglich ist, wenn auch infolge des schnellen petrographischen Wechsels der Schichten, des Zusammenbruchs der Buntsandsteindecke und tektonischer Störungen die Trennung in vielen Profilen nicht durchgeführt werden kann.

Die Tektonik des Buntsandsteins: Da die Formation in den meisten Bohrlöchern mit dem Meißel durchstoßen wurde, konnten nur an einem geringen Teile der Gesamtmächtigkeit Beobachtungen über das Streichen der Schichten ausgeführt werden. Wo keine verstürzten Schollen vorliegen, war die Lagerung flach. Auf eine intensivere Faltung kann also nicht geschlossen werden.

Zweifellos durchsetzen aber dieselben Querverwerfungen, die in der Oberen Kreide nachgewiesen werden können (S. 254) auch die Buntsandsteinformation. Welchen Einfluß diese Störungen auf die Mächtigkeit des Bunten gehabt haben, ergibt ein Blick auf die Mächtigkeitsschwankungen nicht nur der ganzen Formation, sondern auch der einzelnen Stufen derselben.

Vieles spricht dafür, daß während der Bildung des Bunten intensivere Bewegungen auf den Verwerfungen stattfanden, derart, daß sich Horste und Gräben fortwährend veränderten. So konnte die ganze Formation und jede einzelne Stufe in dicht beieinander liegenden Gebieten verschieden mächtig werden. Auf besonders hervorragenden Zechstein-Horsten kam es überhaupt nicht zur Bildung der Unteren Stufe; erst später nach ihrem Wiedereinsinken infolge neuer Bewegungen wurde der Mittlere und Obere Bunte auf ihnen abgesetzt. So erklärt sich die Zweiteilung der Formation in eine obere lettige und eine untere sandige Stufe.

In der langen Festlandsperiode zwischen Buntsandstein und Kreide nahmen die Gebirgsbewegungen ihren Fortgang. Auf den Buntsandsteinhorsten fiel die obere Stufe der Formation der Abrasion und Erosion zum Opfer, so daß hier heute unter der Kreide der Mittlere Bunte angetroffen wird. Auf diese Weise entstanden die Buntsandsteinprofile, bei denen nur die Zweiteilung in eine obere sandige und eine untere lettige Stufe möglich ist.

Die Querverwerfungen bedingen auch die charakteristische zerrissene Form der südlichen Buntsandstein-Zechsteingrenze. Die mit den Verwerfungen verbundene Seitenverschiebung bewirkt sehr häufig das Vorschieben der abgesunkenen Teile nach Süden

und das damit verbundene scheinbare Zurückweichen der stehen gebliebenen nach Norden, welches durch die Wirkung der Abrasion noch verstärkt wird[1]).

Die Südgrenze besteht deshalb aus einer Reihe gegeneinander verschobener nordwestlich streichender Streifen, deren östliche und westliche Begrenzung durch Querverwerfungen bedingt wird, während die annähernd ostwestlich gerichteten Verbindungsstücke meist der durch nachträgliche Abrasion modifizierten alten Kontinentalgrenze angehören. Anzeichen, die für das Auftreten von ostwestlich streichenden Verwerfungen sprechen, sind vereinzelt vorhandenen (s. S. 280). Südlich vom Bohrloch Trier 8 wird z. B. die ostwestlich verlaufende Trias-Südgrenze durch eine Verwerfung bedingt (s. Taf. VI).

Die Buntsandsteinformation nördlich der Lippe bis Rhade.

Mutmaßliche Geol. Stellung	Petrographische Ausbildung und Gliederung	Bemerkungen		
Oberer Buntsandstein	Vorwiegend rote, seltener grüne Letten mit untergeordneten roten, sehr milden tonigen Sandsteinen, häufigeren Gips- und Anhydritschichten und selteneren Mergel- und Kalkbänken = Letten-Anhydritzone	Fehlt häufiger infolge nachträglicher Abrasion der Horste	Die ursprünglichen Mächtigkeiten der drei Stufen schwanken außerordentlich wegen der Gebirgsbewegungen zur Buntsandsteinzeit	Mächtigkeit je nach der Vollständigkeit des Profils 125 bis ca. 400 m
Mittlerer Buntsandstein	Vorwiegend rote, häufiger entfärbte, milde Sandsteine mit untergeordneten roten, oder grünen Lettenschichten, nach der Basis mitunter grobkörniger, seltener konglomeratisch werdend = Zone milder Sandsteine			
Unterer Buntsandstein	Vorwiegend rote Letten mit zurücktretenden, sehr milden, roten tonigen Sandsteinen = Untere Letten-Sandsteinzone.	Fehlt häufiger auf alten Zechsteinhorsten		

[1]) Siehe auch H. Mentzel: Mit welchen Lagerungsverhältnissen wird der Bergbau in der Lippe-Mulde zwischen Dorsten und Sinsen zu rechnen haben? Glückauf 1906, Nr. 38, S. 1234.

Beispiele von Buntsandstein-Profilen.

Bohrung Nr. 3 (Funke).

Von 727,7 bis 943 m = 215,3 m mächtig, alles verbrochen.
Bis 854,7 m untergeordnet Anhydrit und Gips (127 m mächtig) = Obere Abteilung.
Zwischen 874 und 882 m konglomeratisch, vielleicht Basis des Mittleren Bunten.

Bohrung Nr. 5 (Funke).

Von 679 bis 923,5 m = 244,5 m mächtig.
Bis 705 m Obere Lettenzone (26 m mächtig) O. B.
- 801 - Sandsteinzone (96 m mächtig) M. B.
- 923,5 m Sandstein-Lettenzone (122,5 m mächtig) U. B.

Bohrung Nr. 10 (Funke).

Von 709 m bis 990,5 m = 281,5 m mächtig, durchweg feinkörnig, auch wenn Sandsteine auftreten.

Bohrung Nr. 18 (Funke).

Von 675,5 m bis 801 m = 126,5 m mächtig.
Bis 700 m überwiegend Letten (24,5 m mächtig) O. B.
- 730 - - Sandstein (30,0 m mächtig) M. B.
- 801 - - Letten (71,0 m mächtig) U. B.

Bohrung Trier 8 bei Tyshaus.

Von 515 bis 765 m = 250 m mächtig.
Bis 595 m Lettenzone (80 m mächtig) O. B.
- 765 - Sandstein- und Lettenzone (170 m mächtig).

Bohrung Frischgewagt 3.

Von 524,65 bis 867,5 m = 342,85 m mächtig.
Bis 689,5 m Letten-Anhydrit- und Sandsteinzone (164,85 m mächtig) O. B.
- 867,5 - Sandsteinzone (178 m mächtig) M. B.
Bei 728 m Konglomerat.

Bohrung Vreden (nach Müller).

Von 211 bis 960 m = 749 m mächtig.
- 211 bis 417 - Letten, Mergel, Gips- und Steinsalzzone (206 m mächtig) O. B.
Bis 680 m Hauptbuntsandstein mit groben Sandsteinbänken (263 m mächtig) M. B.
- 960 m feinbänkiger Sandstein mit Anhydritletten (280 m mächtig) U. B.

B. Vergleich mit dem weiteren Gebiet.

Auch beim Buntsandstein ist es von Wichtigkeit, das Vorkommen nördlich der Lippe bis in die Gegend von Deuten und Rhade mit demjenigen im übrigen Teile des niederrheinisch-westfälischen Industriegebietes zu vergleichen.

Was zunächst die Verbreitung anbelangt, so ist ihre südliche Begrenzung sowohl auf der rechten als auf der linken Rheinseite seit längerer Zeit bekannt. Wir wissen, daß die Grenze außerordentlich ausgezackt ist (Taf. V und VI, siehe auch S. 260).

Die westliche Grenze ist nicht bekannt. So weit die Aufschlüsse in Holland bis jetzt reichen, zeigen sie die Formation in immer vollkommenerer Entwicklung. Es hat also den Anschein, als ob hier noch eine gewaltige Fläche vom Bunten eingenommen wird. Alle gestoßenen Tiefbohrungen, wie die Bohrungen Vreden, Eibergen, die neue östlich von Winterswijk und die weiter südlich stehenden der Gegend von Helenaveen, ergaben Buntsandstein in großer Mächtigkeit, und zwar mit der deutlichen und schnellen Mächtigkeitszunahme von O. nach W. und von S. nach N.; das Maximum beträgt bis jetzt ca. 750 m.

Aus der Mächtigkeit und der Entwicklung des Buntsandsteins in den Bohrungen nördlich der Lippe bis einschließlich Rhade und Erle geht hervor, daß man sich hier in der Nähe der östlichen Kontinentalgrenze des Buntsandstein-Meeres befindet. Da die weiter im Osten liegenden, ebenfalls weit nach Norden vorgeschobenen Bohrungen von Emkum und Elvert keinen Buntsandstein und Zechstein antrafen, muß die Grenze zwischen hier und Klein-Reken bzw. Rhade verlaufen (Taf. VI).

Die Bohrung Klein-Reken, die bei weitem nördlichste, die allerdings nur bis eben in den Buntsandstein hineingestoßen wurde, erreichte die Formation bei 701 m.

Es liegt nahe anzunehmen, daß die zwischen Klein-Reken und Emkum bzw. Elvert zunächst wohl nord-südlich verlaufende Ostgrenze des Trias-Zechstein-Meeres näher an Klein-Reken und Rhade als an dem weiter östlich abgebohrten Gebiet liegt, zumal sie weiter südlich bereits bei Wulfen angetroffen wurde. Nach Osten zu dürfte man sich von Rhade aus also verhältnismäßig schnell der alten Kontinentalgrenze nähern. Der östlichste Buntsandsteinaufschluß Nr. 6 (Funke) hatte nur 164,7 m der Formation.

Die Tiefbohrungen südlich von Münster ergaben demnach naturgemäß Obere Kreide unmittelbar auf dem Steinkohlengebirge. Auch hier fehlt also der Buntsandstein ebenso wie in den südöstlich davon liegenden Bohrungen Hoetmar und Everswinkel (Profil auf Taf. VI).

In petrographischer Beziehung weicht der Buntsandstein insofern vom normalen Profil ab, als er nach Westen zu feinkörniger und lettiger wird.

In den Tiefbohrungen, bei denen auf meine Veranlassung auch beim Stoßbohrverfahren auf den petrographischen Charakter geachtet wurde, zeigte sich bei vollständigem Profil, daß eine Drei-

teilung des Bunten in der Gegend von Rhade und Deuten häufiger durchführbar ist (s. S. 259).

Was das Auftreten der Rogensteine anbelangt, so haben die herangezogenen Bohrungen insofern eine Erweiterung unserer Kenntnis gebracht, als derartige Bildungen nicht beobachtet wurden; daß sie aber nicht weit davon in westlicher Richtung vorkommen, beweist das Aufteten der Rogensteine in den Fischgräben von Schulte-Hessing nördlich von Oeding, wo die oolithischen Körnchen den Buntsandstein teilweise oder ganz auf große Mächtigkeiten verdrängen. Auch die neue Tiefbohrung der holländischen Regierung bei Winterswijk (Plantengaarden) ist dadurch interessant, daß ungefähr die untersten 350 m des Buntsandsteins dem Rogensteinhorizont angehören. Ob diese ganze Mächtigkeit zum Unteren Bunten zu rechnen ist, oder ob die Rogensteine in den Mittleren Bunten hinübergreifen, kann erst beim Schachtabteufen entschieden werden.

Aus diesen Aufschlüssen geht hervor, daß die Rogensteine von der östlichen Grenze des Buntsandsteinverbreitungsgebietes an nach Westen — also mit der Entfernung von der Kontinentalgrenze — ganz erheblich zunehmen.

An der Grenze von Buntsandstein und Zechstein wird in vielen Bohrungen eine häufig als Konglomerat bezeichnete Breccie angeführt, welche man bei der Gliederung der Bohrtabellen bald zum Buntsandstein, bald zum Zechstein zieht. Sie besteht meist aus Buntsandstein und Lettenbrocken, welche durch Gips und Anhydrit miteinander verkittet werden.

Der in der oben angeführten Bohrung Nr. 3 (Funke) geschilderte zertrümmerte Buntsandstein wird von mir als das Extrem dieser Breccie aufgefaßt; ich komme auf die Bildung bei dem Zechstein zurück, muß aber hier schon bemerken, daß sie mit dem normalen Profil nichts zu tun hat und in den meisten Fällen ausschließlich aus Zechsteinmaterial besteht.

Der Zechstein.

A. Beobachtungen im Gebiet nördlich der Lippe.

(Siehe Tabellen S. 272—273.)

Die Mächtigkeit des Zechsteins unterliegt ganz ähnlich der des Buntsandsteins bedeutenden Schwankungen. In den von mir untersuchten Bohrungen bewegen sich die Mächtigkeiten zwischen 33 und 135 m. Sie sind teilweise ursprüngliche, von der geringeren oder größeren Entfernung der Kontinentalgrenze oder lokalen Ursachen abhängige, oder nachträgliche, durch Verwerfungen bedingte (s. S. 270).

Die petrographische Ausbildung des Zechsteins ist in den zur Verfügung stehenden Bohrungen ähnlich derjenigen weiter im Süden in der Gegend von Gladbeck.

Nach dem Profil des Sammelwerkes[1]) Taf. XVII wurden folgende Schichten durchteuft:

c) 436—437. Dunkler Anhydrit und Gips (1 m mächtig).

b) Bis 443,6. Poröser graubrauner Zechsteinkalk (6,5 m mächtig). Die untersten Bänke nach MIDDELSCHULTE[2]) mit *Fenestella, Camarophoria, Nautilus* usw. In den oberen Bänken ab und zu *Ullmannia Bronni* GÖPP. In den Poren der untersten Lagen Malachit, Kupferlasur und Kupferkies.

a) Bis 444,2. Bituminöser schwarzer bis dunkler Mergelschiefer (0,6 m mächtig), mit 5⁰ nach N einfallend. Auf den Spaltflächen *Ullmannia Bronni* GÖPP, *Voltzia Liebeana* H. B. GEINITZ und Reste von *Palaeoniscus Freieslebeni.*

Wegen der Nähe der Kontinentalgrenze ist das Profil unvollkommen. Wie es sich nach Norden zu ergänzt, und welchen Zechsteinstufen die bei Gladbeck angeführten Schichten entsprechen, soll im folgenden erörtert werden.

Die Formation besteht also vor allen Dingen aus Letten, Anhydrit, Dolomit, bituminösem Mergelschiefer und Konglomerat bzw. Sandstein, die in bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung im allgemeinen nichts Besonderes bieten. Die Letten finden sich hauptsächlich in der oberen Abteilung der Formation. Die Grenze zwischen diesen Zechsteinletten einerseits, die bald rot, bald blaugrau gefärbt sind, und der unteren lettigen Abteilung des Buntsandsteins andrerseits läßt sich nicht immer mit Sicherheit ziehen. Ich lege sie gewöhnlich an die Stelle, wo zum ersten Mal Anhydrit eine wesentlichere Rolle spielt.

Viel spärlicher sind die Letten in der liegenderen Anhydritzone, also unter dem oberen Dolomit.

Anhydrit und Kalk bzw. Dolomit wechsellagern mehrere Male miteinander. In vielen Fällen kann man zwei Anhydrithorizonte unterscheiden, nämlich einen oberen, gewöhnlich weniger mächtigen, vielfach mit Letten und Dolomit vergesellschafteten, und einen unteren, mächtigeren, der durch eine Kalkdolomitzone von dem oberen getrennt ist.

---

[1]) H. MENTZEL: Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbergbaues in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Herausgegeben vom Verein für die bergbaulichen Interessen usw. I. Geologie und Markscheiden. 1903. JULIUS SPRINGER.

[2]) MIDDELSCHULTE: Über die Deckgebirgsschichten des Ruhrkohlenbeckens usw. Z. f. B.-, H.- u. S.-Wesen 1902, S. 320.

Wenn auch die Kalke und Dolomite vor allen Dingen der letztgenannten Zone das Gepräge geben, so kommen sie doch in dünneren Bänken mitunter auch in der Anhydritzone vor.

Der bituminöse Mergelschiefer findet sich ausschließlich in dem Unteren Zechstein. Wo er mächtiger ist, geht er nach dem Hangenden zu in helle mergelig-kalkige Bildungen über.

Das Zechsteinkonglomerat tritt ausschließlich an der Basis der Formation auf, kommt aber nicht regelmäßig vor (siehe Seite 269).

Es ist wohl zu unterscheiden von der S. 264 besprochenen sekundären Konglomerat- bzw. Breccienbildung, welche von den Bohrmeistern fälschlicherweise als Grenze gegen den Buntsandstein aufgefaßt wird.

Da die Breccie der Auslaugung des Steinsalzes ihr Dasein verdankt (s. S. 275), gehört der Anhydrit, aus welchem sie im wesentlichen besteht, dem Hangenden des Steinsalzlagers an.

Steinsalz ist in den fraglichen Bohrungen bisher nicht gefunden worden. Über die Anzeichen, die für ein früheres Vorhandensein wenigstens in einem Teil des Gebietes sprechen, s. S. 275.

Da bis jetzt keine ausreichenden paläontologischen Anhaltspunkte vorliegen, muß man bei der Gliederung der Zechsteinformation vor allen Dingen petrographische Gesichtspunkte heranziehen.

Auch da, wo die Kerne ohne Sorgfalt aufgehoben wurden, und in flüchtig hergestellten Bohrtabellen läßt sich eine Dreiteilung des Zechsteins derart durchführen, daß eine mächtige Letten-, Anhydrit-, Dolomit- und Kalkzone von dem bituminösen Mergelschiefer und dem Zechsteinkonglomerat abgetrennt werden kann.

Beispiele: In der Bohrung Trier 14 reicht der Zechstein von 779,75 bis 839 m, ist also 59,25 m mächtig.

Die obere Dolomit-Letten-Anhydritzone geht bis 832,5 m, weist also 52,75 m Mächtigkeit auf, während der bituminöse Mergelschiefer bis 839 m reicht, also 6,5 m umfaßt.

Die Bohrung Trier 12 durchteufte Zechstein von 970 bis 1105 m (135 m mächtig), hatte bis 975 m Kalk-Dolomitzone, bis 1103,5 Anhydritzone, 1 m mächtigen bituminösen Mergelschiefer bis 1104,5 m und Zechsteinkonglomerat bis 1105 m.

Da, wo die vollständigen bezw. genaueren Kernprofile zur Verfügung stehen, läßt sich im Gegensatz hierzu eine viel weitgehendere Gliederung durchführen.

Die Bohrung Nr. 4 (Funke) hatte Zechstein von 922—975 m, und zwar:

Von 922 bis 929 m Letten, Anhydrit und untergeordnet Dolomit (7 m mächtig) = Letten-Anhydrit-Zone
- 940,5 - Kalk-Dolomit-Zone (11,5 m mächtig)
- 967,9 - Anhydrit-Zone (27,4 m mächtig)
- 975 - Kalk- u. bitum. Mergelschiefer (7,1 m mächtig).

Zechstein-Konglomerat fehlt.

Ein ähnliches Profil ergab die Bohrung Nr. 5 (Funke) mit Zechstein von 923,5—984,8 m (61,3 m mächtig):

Von 923,5 bis 929,3 m Letten-Anhydrit-Zone (5,8 m mächtig)
- 947,8 - Kalkstein-Dolomit-Zone (18,5 m mächtig)
- 969 - Anhydrit-Zone (21,2 m mächtig)
- 972 - Mergel u. bitum. Mergelschiefer (3 m mächtig)
- 984,8 - Zechstein-Konglomerat (12,8 m mächtig).

Fast dasselbe Profil hat die Bohrung Nr. 10 (Funke).

Die Bohrung Nr. 18 (Funke) liegt bei Deuten, also ca. 3,5 km südlicher als die Bohrungen Nr. 4, 5 und 10. Ihr Profil ist: Zechstein von 801—927 m = 126 m mächtig und zwar:

Von 801 bis 810 m Letten-Anhydrit-Zone (9 m mächtig)
- 821,0 - Dolomit-Zone (11,0 m mächtig)
- 913 - Anhydrit-Zone (mit untergeordnetem Dolomit) (92 m mächtig)
- 913,1 - Bituminöser Mergelschiefer (0,1 m mächtig)
- 927 - Zechstein-Konglomerat (13,9 m mächtig).

Siehe weitere Beispiele in den Tabellen S. 272.

Aus diesen Profilen geht hervor, daß die hangende Letten-Anhydrit-Zone nur beschränkt mächtig ist; die Dolomit-Kalk-Zone ist meist stärker und nimmt häufig einen erheblichen Teil der Mächtigkeit des Zechsteinprofils ein; der liegende Anhydrit schwankt bedeutend, ist aber immer mächtiger als der hangende. In den Bohrungen Nr. 2 (Funke) und Trier 12 erreicht er in unserm Gebiet das Maximum von 100 und mehr Meter.

Nach dem Liegenden folgt der Kupferschieferhorizont, der aus mildem Kalk oder Mergel und bitumenarmem oder -freiem Mergelschiefer besteht.

Im allgemeinen ergibt sich aus den von mir angestellten Dünnschliffuntersuchungen, daß der Kupferschiefer Westfalens aus einem Aggregat von viel Kalkspat und wenig Quarz besteht, in dem Bitumen unregelmäßig verteilt ist. Im Schliff parallel zur Schichtung bildet das letztere rundliche Flecke oder unregelmäßig geformte Zonen; senkrecht zur Schichtung dagegen ist es nur im allgemeinen der Schichtrichtung parallel eingelagert und erzeugt im einzelnen eine typische Flaserstruktur.

In den von mir speziell untersuchten Schliffen der Bohrungen Fürst Leopold V. und Wemb bei Kevelaer wurde weder in den Schnitten parallel noch in den senkrecht zur Schichtung Erz gefunden. Damit ist aber die Abwesenheit von Schwefel- oder Kupferkies noch nicht bewiesen, denn erstens hüllt das Bitumen kleinere Partikel vollständig ein, und zweitens ist — wie vergleichende Dünnschliffuntersuchungen zeigen — die Verteilung der Kupfererze auch im typisch kupferführenden Gestein derartig unregelmäßig, daß eine Reihe von Riechelsdorfer und Thüringer Dünnschliffen beispielsweise ganz erzfrei waren, während andere auffallend viel Kupferkies und Kupferglanz enthielten.

Der mikroskopische Vergleich des westfälischen bituminösen Mergelschiefers mit dem Kupferschiefer von Mansfeld (sowohl Grobe als Feine Lette), Riechelsdorf (Karlsschacht), Kupfersuhl in Thüringen und Rotheberg bei Salfeld ergibt als wesentliche Unterschiede — abgesehen vom Zurücktreten des Erzes — einen geringeren Bitumen- und höheren Quarzgehalt im ersteren.

Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0,1 und 11 m (siehe Tabellen S. 272 u. 273).

Was den Kupfergehalt anbelangt, stand schon durch frühere chemische Untersuchungen, welche ich ausführen ließ, fest, daß der Kupferschiefer im Industriegebiet im allgemeinen kein Kupfer enthält.

Bei Gladbeck fand man allerdings in den Poren der untersten Lagen des Zechsteinkalkes Kupferkies, Malachit und Kupferlasur.

Dr. Bärtling konstatierte in einer Spalte des bituminösen Mergelschiefers der Bohrung Trier 13 Kupferkies und Schwefelkies.

Da ich bei der Untersuchung der Bohrung Nr. 4 (Funke) eine kleine Linse von Kupferkies entdeckte, ließ die fürstliche Verwaltung eine genaue chemische Prüfung des Mergelschiefers vornehmen. Die hellgrauen, also bitumenfreien oberen Lagen enthielten nach den Analysen des Herrn Professor Pufahl kein Kupfer, aber 0,1 g Silber pro Tonne und Spuren von Gold.

Näher dem Liegenden der Kupferschiefer-Zone ergab bitumenarmer Mergelschiefer zwar ebenfalls keinen Kupfergehalt, aber 11,6 g Silber pro Tonne und Spuren von Gold.

Der liegendste Teil des bituminösen Mergelschieferflözes von ca. 20 cm Mächtigkeit hatte einen Kupfergehalt von 0,032 Proz. bei 2,8 g Silber pro t und Spuren von Gold.

Interessant ist also, daß hier zum ersten Male in Westfalen ein Kupfergehalt im Kupferschieferflöz selbst nachgewiesen wird, wenn er auch in bergwirtschaftlicher

Beziehung keine Rolle spielt. Auffallend ist der Silbergehalt auch in den Fällen, wo Kupfer nicht vorhanden ist; in dem nichtbituminösen Teile erreicht er sogar 11,6 g pro t.

Gewöhnlich ist bekanntlich Silber im Kupferschiefer an Kupfer gebunden. Da aber bei der Bohrung Nr. 4 (Funke) gerade der kupferfreie Mergelschiefer den höchsten Silbergehalt hat, muß das Edelmetall ebenso wie die konstatierten Spuren von Gold an andere Erze geknüpft sein. Hier dürfte von Wichtigkeit sein, daß auch der kupferfreie bituminöse Mergelschiefer mitunter Schwefelkies enthält, und zwar in nicht unerheblicher Menge. Dieses Erz gehört aber bekanntlich nicht nur zu den gold-, sondern auch zu den silberverdächtigen Erzen.

Es ist demnach naheliegend, daß Silber und Gold im Kupferschiefer des westfälischen Industriereviers an Schwefelkies gebunden sind.

Der Bitumengehalt in den untersten Dezimetern des Kupferschieferflözes in der Bohrung Nr. 4 (Funke) ist ein recht erheblicher; Professor Pufahl stellte 18,5 Proz. Brennverlust fest, der hauptsächlich durch Bitumengehalt veranlaßt sein dürfte.

Das Zechstein-Konglomerat des untersuchten Gebietes schwankt in bezug auf die Mächtigkeit außerordentlich, da es bekanntlich als Produkt des transgredierenden Brandungsmeeres zunächst die Vertiefungen des Untergrundes ausfüllt (s. Tabellen S. 272 u. 273).

Während es z. B. in der Bohrung Nr. 4 ganz fehlt, vermutlich infolge einer Erhöhung des Untergrundes zur Zeit seines Absatzes, traf die Bohrung Nr. 3 (Funke) dagegen 14 m (von 1031—1045 m) an; dieselbe Mächtigkeit zeigte die Bohrung 18 (Funke) (von 913—927 m).

In den Fällen, wo Zechstein-Konglomerat unmittelbar auf den Konglomeraten des Produktiven Carbons aufliegt, ist — da infolge der flachen Lagerung eine Diskordanz nicht nachgewiesen werden kann, und die Zusammensetzung des Zechstein-Konglomerates mit derjenigen der Produktiven Konglomerate im allgemeinen übereinstimmt — die Feststellung der Grenze zwischen beiden schwierig. Außerdem ist da, wo ausschließlich Carbon-Konglomerat unter dem Mergelschiefer auftritt, die Bestimmung des geologischen Alters nicht immer leicht.

Ich kenne drei Mittel, die bei der Entscheidung in Frage kommen:

a) Das Zechstein-Konglomerat ist fast immer kalkig, wie sich der Zechstein überhaupt durch seinen Reichtum an kalkigen Bildungen auszeichnet.

b) Es ist milder als das unzersetzte Konglomerat des Produktiven, und in den Fällen, wo der unterste Horizont der Zechsteinformation aus Sandsteinen gebildet wird, unterscheiden sich diese ebenfalls durch ihre mildere Beschaffenheit von denen des Produktiven Carbons.

c) Das Zechstein-Konglomerat ist farblos, das Produktive dagegen nördlich der Lippe häufig rot gefärbt.

Bei der Untersuchung ist aber zu bedenken, daß an den Stellen, wo bituminöser Mergelschiefer unmittelbar auf Steinkohlen-Konglomerat liegt, auch eine sekundäre Infiltration von Kalk in die liegenden Schichten stattgefunden haben kann, abgesehen davon, daß auch carbonische Sandsteine und Konglomerate, wenn auch seltener, im Bindemittel Kalk als ursprünglichen Bestandteil führen können.

Da das Rotliegende im nordwestlichen Teile des Beckens von Münster, soweit wir ihn kennen, fehlt[1]), waren die Schichten des Produktiven Carbons vor dem Absatz des Zechstein-Konglomerates längere Zeit Festland. In dieser langen Verwitterungsperiode können nun auch carbonische Konglomerate auf größere Tiefe hin milde Beschaffenheit annehmen.

Das relativ zuverlässigste Unterscheidungsmittel der beiden Formationen bei der Auflagerung von bituminösem Mergelschiefer bzw. von Zechstein-Konglomerat auf Steinkohlen-Konglomeraten ist meiner Erfahrung nach die Rotfärbung der Carbonschichten.

Da das Zechstein-Konglomerat stets ungefärbt ist, kann man sicher sein, daß vom Beginn der Rotfärbung an Schichten des Produktiven Carbons folgen.

Tektonik: Die Lagerungsverhältnisse des Zechsteins sind ganz ähnlich denjenigen des Buntsandsteins (s. Seite 260). Sie werden also bedingt im engeren Gebiet einmal durch das Einsinken der Zechsteinunterkante nach Westen bezw. Norden und zweitens durch die Verwerfungen, von denen die meisten nordnordwestliches Streichen haben und teilweise Horste und Gräben bilden.

In ganz analoger Weise wie beim Buntsandstein beruht die Unvollständigkeit des Zechsteinprofils in den Bohrlöchern zum Teil auf der Einwirkung dieser Störungen. Hier ist allerdings außerdem zu berücksichtigen, daß Anhydrit im Profil des Zech-

[1]) G. Müllers Feststellungen auf Preußen II (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 385) halte ich nicht für einwandsfrei. Das rote Gebirge dürfte hier eine Spaltenausfüllung darstellen; die sogen. gekritzten Geschiebe lassen sich als Ganggerölle erklären, die häufig genug infolge der Gebirgsbewegung Schrammen zeigen. Übrigens bezeichnete G. Müller seine Feststellung selbst nur als eine vorläufige und behielt sich eine endgültige Stellungnahme zur Frage der Entstehung der Konglomerate vor.

steins eine große Rolle spielt und daß die Mächtigkeit desselben großen Schwankungen unterliegt, da seine Bildung von lokalen Verhältnissen bedingt ist.

Übersicht der Gliederung des Zechsteins nördlich der Lippe.

Gliederung	Petographischer Charakter	Mutmaßliche Geol. Stellung	Bemerkungen
e) Letten-Anhydrit-Zone	Rote und grüne Letten mit untergeordnetem Anhydrit und Gips. Selten Dolomit.	[Obere Letten]	Häufig verbrochen; Fehlt mitunter; In Vreden untergeordnet Steinsalz führend
d) Kalkstein-Dolomit-Zone	Kalksteine und Dolomite, häufig stinkend. Selten Anhydrit.	[Plattendolomit] Oberer Zechstein	Häufig verbrochen
c) Anhydrit-Zone	Anhydrit und Gips mit untergeordneten Letten. Vereinzelt Dolomit.	[Untere Letten]	Häufig verbrochen; Fehlt mitunter; In Vreden u. Winterswijk hauptsächlich Steinsalz z. T. Kalisalz führend
d) Kalk- und bitum. Mergelschieferzone	Helle milde Mergelschiefer oder Kalke, nach dem Liegenden bituminös werdend.	[Zechsteinkalk] [Kupferschiefer] Unterer Zechstein	
a) Zechstein-Konglomerat-Zone	Helle milde Konglomerate und Sandsteine.	[Zechsteinkonglomerat]	

Dem geologischen Alter nach gehören die Horizonte a) und b) sicher zum Unteren Zechstein, entsprechen also dem Zechsteinkalk, Kupferschiefer und Zechstein-Konglomerat. Die hellen Mergel und Kalke, in welche der westfälische Kupferschiefer häufig im Hangenden übergeht, dürften mit dem Zechsteinkalk identisch sein.

Die Zonen c, d und e lassen sich mit dem Oberen Zechstein Hessens parallelisieren, der zwei durch den Plattendolomit getrennte, gypsführende Lettenzonen aufweist.

Den Unteren Letten gehören dann die mächtigen z. T. Kalisalz führenden Steinsalzlager von Vreden und Winterswijk (Plantengaarden) an; in den Oberen Letten liegt das wenig mächtige Obere Steinsalzlager im Zechstein von Vreden, während im Winterswijkprofil hier kein Salz auftrat.

Die Gliederung des Zechsteins zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit der englischen, welche Mergel mit Gips und Dolomit — entsprechend unserm Oberen Zechstein — vom Zechsteinkalk und Kupferschiefer — entsprechend unserm Unteren Zechstein — trennt.

Beispiele von Zechstein-Bohrtabellen.

Bohrung Nr. 2 (Funke).

Von 904,6 bis 1034,5 m = 129,9 m mächtig.
Bis 917,6 m Letten-Anhydritzone (13 m mächtig).
- 928,1 - = Kalk-Dolomitzone (10,5 m mächtig).
- 1029 - = Anhydritzone (100,9 m mächtig).
- 1032,5 - = Kalk und bitum. Mergelschiefer (3,5 m mächtig).

Kein Zechsteinkonglomerat.

Bohrung Nr. 4 (Funke).

Von 922 bis 975 m = 53 m mächtig.
Bis 929 m Letten-Anhydrit- und Dolomitzone (7 m mächtig).
- 940,5 m Kalk-Dolomitzone (11,5 m mächtig).
- 967,9 - Anhydritzone (27,4 m mächtig).
- 975 - Kalk und bituminöser Mergelschiefer (7,1 m mächtig).

Kein Zechsteinkonglomerat.

Bohrung Nr. 14 (Funke).

Von 995,5 bis 1083 m = 87,5 m mächtig.
Bis 1004,2 m Letten-Anhydritzone (8,7 m mächtig).
- 1018 - Kalk-Dolomitzone (13,8 m mächtig).
- 1061,2 - Anhydritzone (43,2 m mächtig).
- 1070 - Kalk und schwach bitum. Mergelschiefer (8,8 m mächtig).
- 1083 - Zechsteinkonglomerat (13 m mächtig).

Bohrung Nr. 18 (Funke).

Von 801 bis 927 m = 126 m mächtig.
Bis 810 m Letten-Anhydritzone (9 m mächtig).
- 821,0 - Dolomit-Anhydritzone (11,0 m mächtig).
- 913 - Anhydrit-Dolomitzone (92 m mächtig).
- 913,10 - Bitum. Mergelschiefer (0,1 m mächtig).
- 927,00 - Zechsteinkonglomerat (13,9 m mächtig).

Bohrung Trier 8 bei Tyshaus.

Von 765 bis 798 m = 33 m mächtig.
Bis 772 m Stinkdolomit und Kalk (7 m mächtig) = Kalk-Dolomitzone.
- 794,5 - Anhydritkonglomerat (22,5 m mächtig) = Anhydritzone.
- 796 - Rauchwacke (1,5 m mächtig) } = Bitum. Mergelschieferzone.
- 797,5 - Bituminöser Mergelschiefer (1,5 m mächtig) }
- 798 - Zechsteinkonglomerat (0,5 m mächtig).

Hier fehlt also die oberste Letten-Anhydritzone.

Bohrung Frischgewagt 3.

Von 867,5 m bis 945,4 m = 77,9 m mächtig.
Bis 920 m Anhydritzone (52,5 m mächtig).
- 931 - Mergelschieferzone (11 m mächtig).

Es fehlen die obersten Zonen, nämlich die Letten-Anhydrit- und die Dolomitzone.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

61. Band.

III. Heft.

Juli, August, September 1909.

Berlin 1909.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

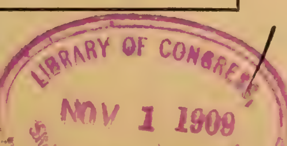
Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 273—400.

(Hierzu Taf. V—VII).



Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr RAUFF	Schriftführer:	Herr KRUSCH
Stellvertretende Vorsitzende:	„ SCHEIBE		„ KRAUSE
	„ BEYSCHLAG		„ BLANCKENHORN
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN		„ BELOWSKY
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, POMPECKJ-Göttingen, C. SCHMIDT-Basel, UHLIG-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Landesgeologen Dr. KRAUSE tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens 8 Tage nach dem Vortrage an Herrn Abteilungsdirigenten Professor Dr. KRUSCH einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Abteilungsdirigenten Prof. Dr. Krusch,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
3. Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Landesgeologen Dr. Krause,**

   sämtlich zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des III. Heftes.

Aufsätze.

Seite

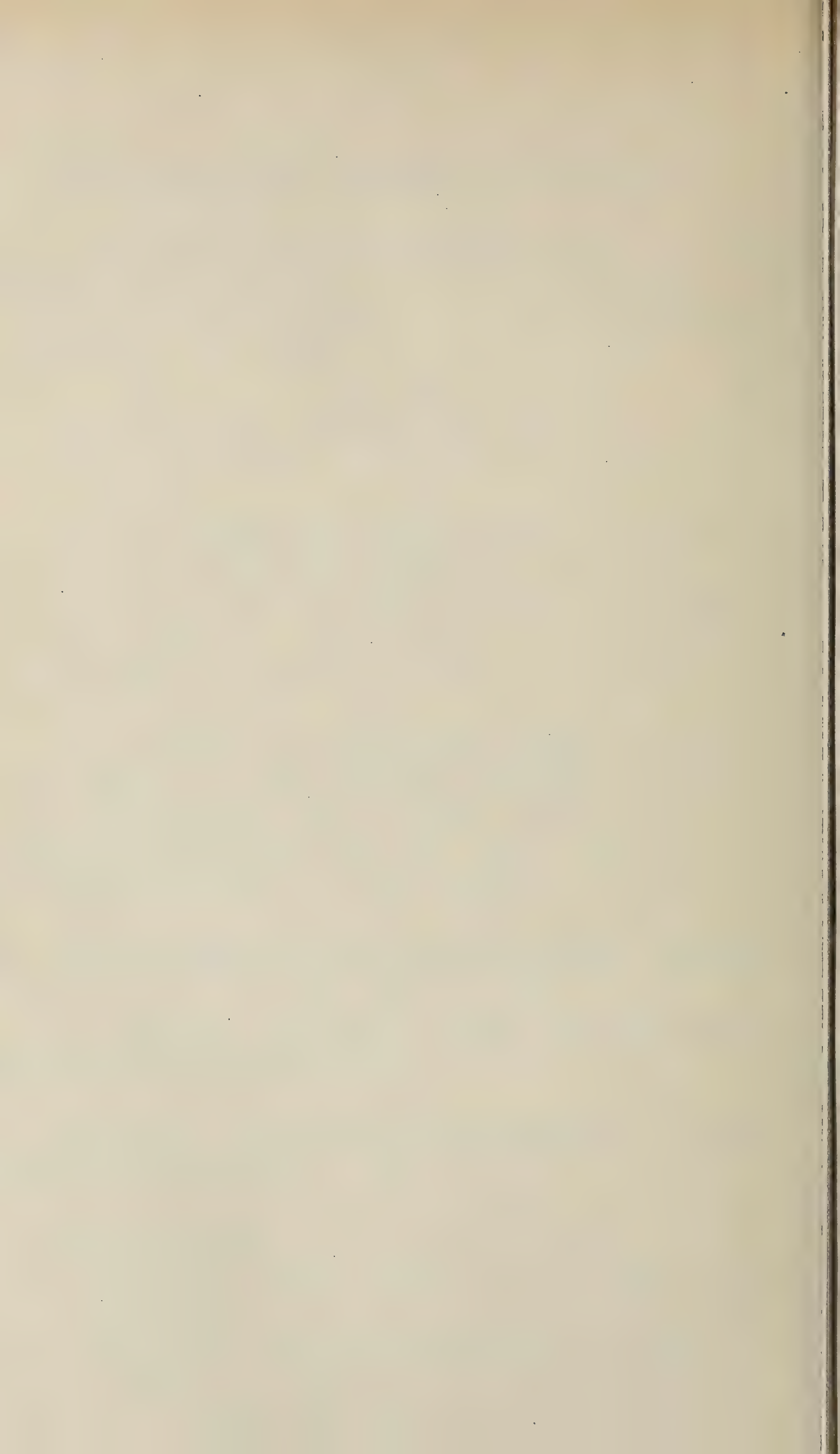
5. KRUSCH, P.: Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. (Hierzu Tafel V und VI.) (Fortsetzung.) 273

6. WALTHER, JOH.: Über algonkische Sedimente. (Mit 5 Textfiguren.) 283

7. BASEDOW, HERBERT: Beiträge zur Kenntnis der Geologie Australiens. (Hierzu Tafel VII und 20 Textfiguren.) 306
   I. Skizze der geologischen Entwickelung des australischen Festlandes 306
   II. Über den tektonischen Ursprung der sogen. cambrischen Eiszeit Süd-Australiens 354

8. JAEKEL, O.: Über die Agnostiden. (Mit 23 Textfiguren.) . . 380

(Fortsetzung im nächsten Heft.)



Bohrung Vreden.

Von 960 bis 1229 m = 269 m mächtig, wurde nicht durchteuft, sondern nahe der Zechsteinunterkante eingestellt.

Bis	Tiefe	Schicht	Zone
Bis	965 m	Anhydrit mit Letten (5 m mächtig)	= Letten-Anhydritzone, Salzzone.
-	978,8 -	Steinsalz (13,8 m mächtig)	
-	999 -	bituminöser Dolomit (20,2 m mächtig)	= Kalk-Dolomitzone.
-	1018 -	Anhydrit, untergeordnet Salz und Letten (19 m mächtig)	Salz-Anhydritzone
-	1020,2 -	Steinsalz (2,2 m mächtig)	
-	1026 -	- mit Anhydrit (5,8 m mächtig)	
-	1074 -	Anhydrit (48 m mächtig)	
-	1174 -	Steinsalz (100 m mächtig)	
-	1229 -	Anhydrit (55 m mächtig)	

Gladbeck.

Von 436 bis 444,2 m = 8,2 m mächtig.

Bis 437 m Dunkler Anhydrit (1 m mächtig) = Letten-Anhydritzone.
- 443,6 - Poröser Zechsteinkalk (6,6 m mächtig) = Kalk-Dolomitzone.
- 444,2 - Bituminöser Mergelschiefer (0,6 m mächtig) = Kupferschieferzone.

Hier fehlt die tiefere Anhydritzone, und die obere ist nur kümmerlich entwickelt.

Bohrung Winterswijk s. S. 274.

B. Vergleich mit dem weiteren Gebiet.

Aus der Lage des oben skizzierten Zechsteingebietes ergibt sich, daß es der Südostecke der westdeutschen Zechsteinverbreitung angehört, die sich von hier aus nach Norden unbekannt bis zu welcher Grenze und nach Westen und Südwesten über den Rhein bis nach Holland hinein erstreckt, denn die Bohrungen Helenaveen der holländischen Regierung durchteuften ebenfalls Zechstein[1]), dessen Profil allerdings der Riffacies wegen ein von dem oben aufgestellten verschiedenes ist.

Die Unterkante des Zechsteins fällt mit wenigen Grad (bei Gladbeck 5°) nach Norden ein.

Entsprechend der Gesamtverbreitung des Zechsteins muß die Richtung der größten Mächtigkeitszunahme nördlich der Lippe eine nordnordwestliche sein.

Bei Vreden durchteufte man 269 m Zechstein, ohne die Unterkante, die allerdings nicht mehr weit sein konnte, zu erreichen.

[1]) Verslag over den Gang der Werkzaamheden bij de Rijksopsporing van Delfstoffen gedurende het jaar 1906. s'Gravenhage 1907. — AHLBURG: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Glückauf 1908, Nr. 34.

Die letzte hochinteressante Bohrung wurde bei Winterswijk von der Rijksopsporing van Delfstoffen gestoßen, sie hat gegenwärtig den Zechstein noch nicht durchteuft.

Ihr Profil, welches mir der Direktor des genannten Institutes Herr Dr. van Waterschoot van der Gracht in liebenswürdiger Weise zur Verfügung stellte, gliedere ich von 400 m an wie folgt:

Formation	Zone	Tiefe	Gestein
Unterer Buntsandstein Einfallen ± 35°		400—410	Roter schiefriger Glimmersandstein mit schwach bituminösem Geruch, mit Anhydritknollen, Gipstrümern und einigen Bänken durch Gips zementierten Sandsteins
Oberer Zechstein Einfallen ± 35°	Letten-Anhydritzone. (Hier ohne Salz)	bis 410,42	Schokoladenbraune Letten
		- 411,35	Hellgrauer Anhydrit
		- 417	Rotbraune bis braune feinsandige Letten mit spärlichen Anhydritknollen und Gipsschnüren
		- 422,70	Grauer Anhydrit mit dünnen Lettenschnüren.
	Kalk-Dolomitzone	bis 437,20	Hellbraungrauer bituminöser Dolomit, durch Bitumen schwarz geflammt, mit Gipsschnüren, von Sole durchtränkt
		- 439,30	desgleichen mit Anhydritknollen, dünnen Bänken unreinen Anhydrits und Lettenlagen
	Letten-Anhydritzone (Hier Hauptsalzzone)	bis 440,60	Grauer Anhydrit, etwas bituminös
		- 441,70	desgleichen mit Einschlüssen von Dolomit und Letten
		- 444,56	Grauer Anhydrit, etwas bituminös
		- 449,60	desgleichen mit grauen Lettenlagen und Knauern von einem roten sandigen Gestein
		- 455,20	Gelblichgrauer unreiner Anhydrit mit Salzschnüren
		- 455,35	Salzton grau
		- 464,08	Hellrotes bis wasserhelles Steinsalz mit roten Anhydritlagen
		bis 596,4	Steinsalz, davon die letzten 100 m rein mit verschiedenen bis 80 cm mächtigen Carnallitschnüren.

Darunter Kluft mit Karbonresten und darunter wieder Salzgebirge.

Die bis zur Kluft durchteufte Mächtigkeit beträgt also 186 m.

In petrographischer Beziehung sind die Zechsteingesteine nördlich der Lippe dieselben wie im übrigen Norddeutschland.

Während ich früher, veranlaßt durch die Steilstellung der Buntsandstein- und Zechsteinschollen, annahm, daß die betreffenden Bohrungen in Störungen stehen, habe ich in den

letzten Jahren die Erfahrung gemacht, daß auch bei größter Zertrümmerung in dem liegenden Anhydrit des Zechsteins die Lagerungsverhältnisse wieder normale werden.

Wie viel Salzmächtigkeit ausgelaugt wurde, läßt sich auch nicht annähernd feststellen, groß können die Mächtigkeiten aber nicht gewesen sein, sonst würde sich nach dem Hangenden zu nicht im Buntsandstein die Senkung ausgeglichen haben.

Trotzdem handelt es sich auf den großen Flächen um gewaltige Salzmengen, und es liegt nichts näher als die Frage, wohin dieses Salz gekommen ist:

Wir kennen im Süden und im Osten des Industriebezirks eine Unzahl von Solquellen in der Kreide und im Produktiven Carbon, welche sich in den komplizierten Kanälen des Turons und in den Verwerfungen des Produktiven Carbons außerordentlich weit verbreiten.

Viele Autoren versuchten den Ursprung dieser bedeutenden Salzmengen zu erklären, ohne indessen eine befriedigende Antwort zu finden. Ich halte es nun nach den obigen Erfahrungen für sehr wahrscheinlich, daß das Salzreservoir dem Zechsteinsalz-Auslaugungsgebiet des Beckens von Münster nördlich der Lippe entspricht, in dem ein Teil der Trierbohrungen und der von mir besprochenen Bohrungen der Gegend von Rhade und Deuten stehen.

Die Weiterführung dieser Solquellen vom Salzreservoir aus wird einmal durch die komplizierten Kluftsysteme im Turon und zweitens durch die großen Querverwerfungen bewirkt (siehe S. 246).

Im Westen, Südwesten und Nordwesten sind die Salzlager in der Zechsteinformation noch erhalten. Hier wurden zum Teil ganz bedeutende Mächtigkeiten durchteuft. Kalisalze wurden namentlich am Niederrhein und in der Bohrung Winterswijk gefunden.

Soweit mir die Resultate zur Verfügung standen, handelt es sich bei ihnen in der Hauptsache um Wechsellagerungen wenig mächtiger Kalisalzlager mit mächtigeren Steinsalzbänken.

Das Produktive Carbon.

A. Beobachtungen im Gebiet nördlich der Lippe.

Da es nicht im Interesse der Gesellschaften liegt, die Einzelheiten der Bohrergebnisse veröffentlicht zu sehen, kann ich nur allgemeinere Gesichtspunkte hervorheben.

In allen Fällen fand man unter der Zechsteinformation das Steinkohlengebirge, und zwar fast durchweg hohe Horizonte desselben.

Außerordentlich anerkennenswert ist, daß man in vielen Fällen nicht nur bis zum Fundflöz bohrte, sondern eine ganze Anzahl von Bohrungen bis zu größerer Tiefe fortsetzte.

In petrographischer Beziehung besteht das Steinkohlengebirge aus Schiefertonen, Sandsteinen und Konglomeraten, Steinkohlen- und Toneisensteinflözen.

Das Verhalten dieser Schichtenglieder wurde derartig häufig in der Literatur beschrieben, daß ich mich in dieser Beziehung hier kurz fassen kann.

Bemerkenswert ist, daß die Sandsteine und Konglomerate in den hohen Horizonten, welche hier durchteuft worden sind, eine große Rolle spielen. Sie überwiegen in ganz ähnlicher Weise wie in der Magerkohlenpartie, also in dem tiefsten Horizonte, den man im Produktiven Carbon Westfalens kennt.

Die Bohrung 3 (Funke) bei Oestrich erreichte z. B. das Produktive Carbon bei 1045,30 m und durchteufte folgende sandige bzw. konglomeratische Bildungen:

Von 1031	bis 1045	Sandstein	(14 m	mächtig)
- 1078,8	- 1081,7	-	(2,9 -	-)
- 1082,6	- 1118,2	Konglomerat	(35,6 -	-)

Die Bohrung Nr. 4 (Funke) ergab:

Von 985,3	bis 1020	m grober, sandiger Schiefer	(34,7 m	mächtig)
- 1039,10	- 1040,40	- Sandstein	(1,30 -	-)
- 1046	- 1047,75	- Sandstein	(1,75 -	-)
- 1051,25	- 1065,30	- Schiefer und Sandstein	(14,05 -	-)
	- 1076,60	- Konglomerat	(11,30 -	-)
	- 1115,50	- Sandschiefer und Sandstein	(38,90 -	-)
- 1128	- 1153,80	- grober, weicher Sandstein	(25,80 -	-)
- 1160	- 1162,40	- Sandschiefer und Sandstein	(2,40 -	-)
- 1162	- 1166,45	- Sandstein und Konglomerat	(4,45 -	-)
- 1166,60	ab Sandstein.			

Die ganze durchteufte Carbonstärke reichte von 985,3 bis 1166,6, das sind 181,3 m; davon betragen die sandigen Bildungen 132,3 m, das sind 70 %.

Das Einfallen spielt bei dieser Prozentberechnung keine Rolle, da von ihm die sandigen Schichten genau so beeinflußt werden wie die tonigen.

Die Bohrung Nr. 5 (Funke) bei Rhade hatte unter dem bituminösen Mergelschiefer von 984,8 bis 998 = 13,2 m Sandstein und Konglomerat, von denen zweifellos der untere rotgefärbte Teil dem Produktiven Carbon angehört.

In der Bohrung Nr. 10 (Funke) wurde das Steinkohlengebirge bei 1067,3 m erreicht. Man durchteufte dann von 1081,50 bis 1083,50 m rötlichen Sandstein (2 m mächtig).

Die Bohrung Nr. 20 (Funke) erreichte die Carbonoberkante bei 842,0 m. Ihre sandigen Bildungen sind:

Von 842	bis 859,1 m	sandiger Schiefer	(17,1 m mächtig)
	- 868 -	roter und grauer Sandstein	(8,9 - -)
- 920,30	- 944,50 -	grobkörniger, hellgrauer Sandstein	(24,20 - -)
- 951,05	- 954,3 -	sandiger Schiefer	(3,25 - -)
	- 972,28 -	Sandstein	(17,92 - -)
- 984,6	- 997,2 -	Sandstein	(12,6 - -)

Im ganzen wurden hier 155,2 m durchteuft, und davon waren 83,96 m sandig, das sind zirka 56 %,

Die Bohrung Trier 8 bei Tüshaus kam bei 798 m ins Produktive und hatte

von 809,3 bis 812 m	roten Sandstein	(2,7 m mächtig)
- 826 -	grauen Sandstein mit Schiefer	(14 - -)

Bei jedem Bohrloch, welches in ähnlich hohe Carbonschichten eingedrungen ist, ergibt sich dasselbe Überwiegen der sandigen Bildungen.

Sehr charakteristisch ist die Rotfärbung der obersten Schichten des Produktiven Carbons unmittelbar unter dem Zechstein. Sie beträgt beispielsweise

in der Bohrung	Nr. 5 (Funke)	5,2 m
- - -	- 10	15,7 -
- - -	- 18	8 -
- - -	- 20	26 -
- - -	Trier 8 bei Tüshaus	14 -

Wenn sie auch großen Schwankungen unterliegt und mitunter nur wenige Meter erreicht, ist sie doch derartig in die Augen fallend, daß sie nicht übersehen werden kann. Es handelt sich hier um einen Sekundärprozeß, welcher sowohl Sandstein als Schieferton beeinflußt hat.

Daß Rotfärbung mit der normalen Färbung abwechseln kann, ergeben die Erörterungen über die Genesis S. 281.

In den ersten Bohrungen, in denen man die rotgefärbten Schichten fand, faßte man sie als Rotliegendes auf, bis der einwandsfreie Nachweis geführt werden konnte, daß die verschiedensten Horizonte des Produktiven die charakteristische Färbung zeigen, und daß sie also lediglich an die ehemalige Tagesoberfläche gebunden ist.

In paläontologischer Beziehung ist von Interesse, daß die Stigmarien-Horizonte (Wurzelbetten) unter jedem Steinkohlenflöz mit großer Regelmäßigkeit auftreten, eine Er-

scheinung, auf welche Potonié wiederholt hingewiesen hat, und die den deutlichsten Beweis dafür liefert, daß die Pflanzen welche das Material für die Steinkohlenflöze lieferten, an Ort und Stelle gewachsen sind.

Die Gesetzmäßigkeit des Zusammenvorkommens der gewöhnlichen Steinkohlenflöze mit diesen Stigmarien-Horizonten geht so weit, daß überbohrte Steinkohlenflöze selbst von geringer Mächtigkeit, welche beispielsweise nur wenige Eßlöffel Steinkohlensubstanz aus der Spülung lieferten, mit Sicherheit nachgewiesen wurden, selbst wenn sie der Bohrmeister im Bohrjournal nicht erwähnt hatte.

Von Wichtigkeit für die Horizontierung der Schichten sind die fossilen Pflanzen, die Süßwasser- und die marinen Horizonte.

An fossilen Pflanzen wurden, abgesehen von den außerordentlich häufigen bereits erwähnten Stigmarien, Fiederchen von *Neuropteris obliqua* in der Bohrung Nr. 10 (Funke) zwischen 1085—1086 m gefunden. Dieser Farn kommt besonders häufig in der oberen Fettkohlen- und unteren Gaskohlenpartie vor, gehört aber in unserm Falle zweifellos viel höheren Horizonten an, denn die Kohlen des Fundflözes ergaben 42 Proz. Gas.

Marine Versteinerungen sind in der Gegend häufig gefunden worden, und es hat den Anschein, als ob sie eine wichtige Rolle im Aufbau der obersten bis jetzt bekannten Steinkohlenschichten spielen.

Mentzel[1]) beschreibt einen marinen Horizont, welcher nach seiner Meinung ca. 100 m über dem Leitflöz Bismarck der Gasflammkohlenpartie liegt.

In der Bohrung Trier 14 traten nach Bärtling von 850—867,2 m *Leda*, *Productus* und *Lingula* auf.

Die Bohrung Trier 13 zeigte nach Bärtling dieselben Versteinerungen in einem Horizont von 16,5 m Mächtigkeit.

Ich fand einen marinen Horizont in der Bohrung Nr. 3 (Funke) bei 1184 m. Er enthielt massenhaft Reste von *Lingula mytiloides*, *Leda attenuata* und *Goniatites* sp.

Süßwasserschichten scheinen viel seltener zu sein, als die marinen Horizonte. *Carbonicola* wurde von mir in der Bohrung Nr. 20 (Funke) bei 884,89 m gefunden. Da diese Süßwasserhorizonte besonders in der Fettkohlenpartie außerordentlich gehäuft sind, sind nur die marinen Schichten zur Horizontierung der Flöze geeignet. Sie erfüllen um so besser ihren Zweck, als sie bekanntlich in der Fettkohlenpartie so gut wie

[1]) Glückauf 1909, Nr. 3.

ganz fehlen und außerdem als hangendster Horizont bis jetzt derjenige im Hangenden von Flöz Catharina an der oberen Grenze der Fett- und der unteren der Gaskohlenpartie galt.

Von ihm abgesehen, ist die Gaskohlenpartie, welche zwischen der Fett- und der Gasflammkohlenpartie liegt, frei von marinen Horizonten.

Die Tektonik des Produktiven Carbons zeigt in dem durch die nördlichsten Bohrungen aufgeschlossenen Gebiete ein wesentlich anderes Bild, als in dem südlichen und mittleren Teil des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens.

Die allbekannte Faltung des Produktiven Carbons zu nordöstlich streichenden Sätteln und Mulden, welche für den Süden und Südosten des Industriereviers so charakteristisch ist, verschwindet nach Norden und Westen immer mehr. Seit langem ist beispielsweise bekannt, daß die Lippe- und die Emschermulde in der Nähe des Rheins nicht mehr durch einen Sattel getrennt werden, sondern ineinander übergehen. Während im Süden je zwei Hauptmulden durch einen verhältnismäßig schmalen und ziemlich steilen Sattel getrennt werden, zeigt der trennende Sattel zwischen der Emscher und Lippemulde im Meridian von Auguste Victoria bei Sinsen bereits eine bedeutende Breite.

Man nahm bis jetzt an, daß der nördlichste Sattel der Nord-Dorstener Sattel wäre und hatte dazu nach den Aufschlüssen der westlichen Trierbohrungen ein Recht.

Die Bohrungen der letzten Jahre zeigen aber, daß nördlich der Lippe steilere Sättel und Mulden nicht auf große streichende Erstreckungen durchgehen, sondern daß man es mit einer außerordentlich flachen Faltung zu tun hat, in welcher ab und zu schärfere Spezialsättel auftreten (Taf. V u. VI). Ein solcher Sattel ist beispielsweise südlich der Lippe in den Bohrungen Haltern 1 und 2 (H. 1 u. 2 der Tafel VI) aufgeschlossen. In einen andern Spezialsattel drang die Bohrung 20 (Funke) ein, deren Fundflöz allem Anschein nach zur oberen Fettkohle gehört. Ein solcher Spezialsattel ist auch der sog. Nord-Dorstener Sattel.

Das Gepräge geben also dem fraglichen Gebiet nicht die Sättel und Mulden, sondern die Querverwerfungen, von denen die hauptsächlichsten auf der Tafel V und VI dargestellt sind. Sie zerlegen das flach gefaltete Carbongebiet, dessen Einfallen beispielsweise in der Bohrung Nr. 10 (Funke) außerordentlich gering, in der Bohrung 18 (Funke) 15°, in der Bohrung Trier 13 4—5° ist, in gegeneinander verschobene nordwestlich streichende Streifen, und zwar sind, wie aus der Verbreiterung der jüngeren For-

mationen hervorgeht, die Gräben nach Süden, die Horste nach Norden verschoben. Wo ausnahmsweise steileres Einfallen konstatiert wird, wie beispielsweise in der Bohrung Nr. 20 (Funke) mit 30° und in der Bohrung Trier 8 bei Tüshaus mit 70°, handelt es sich entweder um Spezialsättel, wie der Fettkohlensattel der Bohrung 20 (Funke), oder um den Einfluß von Querverwerfungen.

Vieles spricht dafür, daß neben den nordwestlich streichenden Störungen noch ein zweites ostwestlich streichendes System aufsetzt; nachgewiesen wurden die Verwerfungen südlich Trier 8 mit südlichem Einfallen und die zwischen Gahlen und Schermbeck mit nördlichem (s. Taf. V).

B. Vergleich mit dem weiteren Gebiet.

Von hohem Interesse sind die Verschiedenheiten welche das Produktive Carbon in petrographischer, paläontologischer und tektonischer Beziehung gegenüber den übrigen bekannten Gebieten im niederrheinisch-westfälischen Industrierevier aufweist.

Was zunächst die Verbreitung anbelangt, haben uns die neuen Bohrungen den Beweis geliefert, daß die Steinkohlenformation in produktiver Ausbildung weiter nach Norden fortsetzt. Wenn wir die Resultate, welche die Holländische Regierung erzielt hat, mit unsern deutschen kombinieren, so zeigt sich, daß der sogen. Krefelder Sattel keine durchgehende Trennung des niederrheinisch-westfälischen Kohlengebietes vom Aachener Kohlenbecken bewirken kann, sondern, daß er nach Westen aufhört. Das Produktive Carbon legt sich im Westen um ihn herum, so daß sich eine zusammenhängende Carbonfläche von Westfalen über Holland bis Aachen ausdehnt.

Es zeigt sich weiter, daß sich nach Norden zu, wie wir das schon früher annahmen, meist immer jüngere Schichten auf die älteren produktiven auflegen.

Im allgemeinen hat die Kohle der jüngeren Schichten in Westfalen einen höheren Gehalt an gasförmigen Bestandteilen.

Die bis jetzt gefundene größte Gasmenge ergab 45,2 Proz. Gas; d. h. beinahe die Hälfte des Gewichtes der Kohle besteht aus flüchtigen Bestandteilen.

Petrographisch tritt das Zunehmen der scharfen Sandsteine in großen Mächtigkeiten in den jüngeren Horizonten hervor, und in paläontologischer Beziehung zeigt sich endlich das Wiederauftreten und die Häufung der marinen Horizonte. Früher nahm man an, daß die letzte marine Schicht über

Catharina liegt, jetzt weiß man, daß bedeutend höher, 100 und mehr Meter über Bismarck, zum Teil außerordentlich mächtige derartige Horizonte auftreten. Die neuen Horizonte liegen also 600 und noch mehr Meter höher als der bis jetzt als hangendster angenommene. Irgend welche entscheidende Einwirkung auf die Flözführung des Produktiven Carbons dürften diese marinen Horizonte ebensowenig haben, als diejenigen in der Magerkohlenpartie, wenn auch natürlich die Schichtenkomplexe, welche sich bei Transgressionen des Carbonmeeres, denen die marinen Horizonte ihr Dasein verdanken, bildeten, für die Flözführung nicht in Betracht kommen.

In *tektonischer* Beziehung zeigen sich ebenfalls bemerkenswerte Unterschiede dieses nordwestlichen Teiles des Beckens von Münster mit seinem Schollengebirge gegenüber dem südlichen und südöstlichen mit der ausgesprochenen Faltung (S. 279).

Wenn man die Gasflammkohlenpartie, welche nördlich der Lippe bis Rhade aufgeschlossen wurde, *mit der Magerkohlenpartie vergleicht, so zeigen sich auffallender Weise trotz des großen geologischen Altersunterschiedes eine ganze Reihe von übereinstimmenden Merkmalen.*

1. Es überwiegen die Sandsteine, die man in der Magerkohlenpartie als Werksandsteine bezeichnet.
2. Der Flözreichtum ist kein übermäßig großer.
3. Marine Horizonte sind charakteristisch für beide Stufen.
4. In chemischer Beziehung stellen beide Kohlen Sinterkohlen dar, und zwar die Magerkohle die gasarme Sinterkohle, die Gasflammkohle die gasreiche.

Der Erklärung bedarf noch die *Rotfärbung*. (s. S. 277).

Im Süden des Beckens von Münster und namentlich in dem Gebiete, wo das Produktive Carbon zu Tage ausgeht, ist von dieser Rotfärbung nichts bekannt. Über die Ursache ist bis jetzt keine befriedigende Erklärung veröffentlicht worden. Man hat der Meinung Ausdruck gegeben, daß das Buntsandstein- und Zechsteinmeer die Veranlassung sein soll; das scheint mir aber irrtümlich zu sein; denn auch an den Stellen, wo das Zechsteinkonglomerat farblos ist, sind die obersten Schichten des Produktiven rot gefärbt. Man dürfte richtiger gehen, anzunehmen, daß es sich um einen *Verwitterungsvorgang handelt, welchem das Produktive Carbon, das heute diskordant vom Zechstein überlagert wird, in der Zeit seiner Festlandsperiode ausgesetzt war.*

Ich denke mir den Vorgang ähnlich der heutigen Lateritbildung; denn zur Zeit der Entstehung der Steinkohlenflöze dürften klimatische Verhältnisse geherrscht haben, welche nicht unähnlich denjenigen in unseren heutigen subtropischen Gebieten sind. Die lateritähnliche Rinde blieb naturgemäß nicht überall erhalten, sondern wurde vom Zechstein- und Kreidemeere auf großen Gebieten vollkommen zerstört, auf anderen blieben nur Reste erhalten. Der Teil, der zur Zeit der Sedimentation der jüngeren Schichten noch erhalten war, wurde durch die Überlagerung konserviert, während im Süden des Beckens von Münster, wo das Produktive Carbon zu Tage ausgeht, nach Veränderung des Klimas die Lateritisierungsdecke der Abrasion zum Opfer fiel.

Manuskript eingegangen am 3. Mai 1909.]

6. Über algonkische Sedimente.

Von Herrn Johannes Walther in Halle a. S.

Seit Sedgwick und Murchison die silurische und cambrische Formation zum erstenmal abgrenzten, haben diese ältesten versteinerungsführenden Schichten das Interesse der Geologen und Biologen in hervorragendem Maße gefesselt, und als Barrande im Mittelcambrium von Böhmen reichentwickelte Faunen nachwies, fiel unerwartetes Licht auf jene älteste Lebewelt.

Zwar hat Barrandes „Primordialfauna" durch die Entdeckung älterer *Olenellus*-Schichten im Norden Europas ihren eigentlichen Sinn verloren, aber die hohe Entwicklung jener uralten Tierwelt richtete notwendig den Blick der Forschung in eine noch ältere Vorzeit, wo die Ahnen der cambrischen Formen zu erwarten waren.

Deutschland ist für derartige Studien nicht günstig; denn die carbonische Vergneisung hat im variskischen Faltensystem gerade die Faltenkerne am stärksten umgeprägt. So sind vielfach sogar die silurischen Gesteine metamorphosiert, und was auf unseren Karten als Cambrium bezeichnet wird, ist entweder nachweislich Untersilur oder präsilurisch in dem Sinne, daß eine nähere stratigraphische Bezeichnung nicht begründet werden kann.

Die Erkenntnis einer nach dem Hangenden und Liegenden scharf abzugrenzenden präcambrischen Zeit wurde zuerst in Nordamerika gewonnen, wo das herrliche Coloradoprofil eine mächtige Schichtenfolge, diskordant auf krystallinischen Schiefern und diskordant vom Cambrium überlagert, zu messen und zu gliedern erlaubte. Walcotts[1]) Profil ist durch Frech[2]) in Deutschland allgemein bekannt und gebührend gewürdigt worden.

Inzwischen mehrten sich aber auch in Europa die Hinweise auf Ablagerungen algonkischen Alters, und aus der schon ziemlich umfangreichen Literatur mögen hier besonders die Arbeiten von Törnebohm[3]) und Peach und Horne[4]) genannt werden.

---

[1]) Walcott: Bull. U. St. G. Surv. 1897.
[2]) Frech: Lethaea palaeozoica I, S. 9.
[3]) Törnebohm: K. Sv. Vet. Acad. Handl. 1896.
[4]) Peach und Horne: Mem. Geol. Surv. of Gr. Brit. 1907.

Der Wunsch, algonkische Ablagerungen aus eigener Anschauung kennen zu lernen, führte mich im vergangenen Jahre nach den Sparagmitregionen in Norwegen; wenige Wochen darauf bot mir eine Exkursion anläßlich des Jubiläums der Geol. Society of London Gelegenheit, die Torridonsandsteine in Nordschottland zu sehen, und endlich konnte ich die dort begonnenen lithologischen Studien auf einer Exkursion nach Skrey und Tejrovic ergänzen.

1. Der Torridonsandstein in Schottland.

In dem klassischen Gebiet der mächtigen Oldred-Formation waren seit 1856 rote Sandsteine sowie mittel- und grobkörnige Konglomerate bekannt, die in ihren lithologischen Eigenschaften so vollkommen mit den devonischen Sandsteinen übereinstimmen, daß man wohl verstehen kann, warum sie von älteren Beobachtern[1]) unbedenklich als Oldred betrachtet wurden, und da es sich um eine Gegend handelt, in der horizontale Überschiebungen vielfach den ursprünglichen Schichtenverband verändert haben, war bei der Altersbestimmung dieser Gesteine doppelte Vorsicht gerechtfertigt. Wer aber die minutiöse Sorgfalt kennen gelernt hat, mit der Peach und Horne in 20jähriger Kleinarbeit das unwirtliche Gebiet kartierten, wer ihre Karten in der Natur benutzt, das wundervolle Relief im Museum zu Edinburg studiert hat und so glücklich war, unter Führung der beiden ausgezeichneten Männer das klassische Aufnahmegebiet zu durchwandern, der lernt rasch verstehen, daß in den Fjorden der schottischen Felsenküste erdgeschichtliche Dokumente von grundlegender Bedeutung aufgeschlossen sind. Was Penck[2]) schon früher von dort berichtete, kann ich jetzt nach mancher Hinsicht ergänzen.

Das Liegende der algonkischen Sedimente bilden krystallinische Schiefer und grobkörniger Gneis, dessen hohes Alter die treffende Bezeichnung „old boy“ rechtfertigt. Wohlgeschichtete Glimmerschiefer, Graphitschiefer, Quarzschiefer, Kalkschiefer und dolomitische Gesteine werden von gangförmigen Graniten, Dioriten, Pegmatiten und zahlreichen basischen Ganggesteinen durchsetzt; grobkörnige Gneisvarietäten vermitteln zwischen beiden.

Vor Beginn der algonkischen Zeit wurden diese Gesteine gefaltet und umgeprägt (metamorphosiert). Doch ist in vielen

[1]) Nicol: Q. Journal Geol. Soc. 1856, XIII, S. 17.
[2]) Penck: Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1897, S. 148.

Aufschlüssen die ursprüngliche Horizontalität der Sedimente kaum gestört. Das Streichen dieses präalgonkischen Gebirges ist im allgemeinen W—NW gerichtet.

Der Torridonsandstein lagert diskordant auf der, meist sehr unebenen Oberfläche des Grundgebirges. 700 m tiefe Senken mit flachen oder steileren (20°) Böschungen sind entweder noch heute mit dem alten Gebirgsschutt erfüllt oder durch jüngere Denudation wieder ausgeräumt. Rasch wechselt die Mächtigkeit des algonkischen Schichtensystems, und doch zeigen die ausgedehnten Aufschlüsse große Übereinstimmung in dem lithologischen Charakter der Sedimente. Sandsteine und Konglomerate von karminroter, blutroter oder schokoladebrauner Farbe sind in mächtigen Bänken aufeinandergebaut, keilen häufig aus und zeigen sehr verschiedenartige Formen der Überlagerung:

Ebenflächige Schichtung am Boden ruhiger Wasserbecken gebildet, ist verhältnismäßig selten zu sehen und vorwiegend auf tonige Zwischenlagen von geringer Mächtigkeit beschränkt.

Unregelmäßige Schichtung, wie sie für stürmische Wasserfluten bezeichnend ist, tritt in den gröberen, geröllführenden Sandsteinen häufig auf. Öfters glaubt man den Querschnitt uralter Wildbäche oder das zerfurchte Bett flacher Rinnsale zu sehen.

Sehr weit verbreitet ist eine mehr oder weniger regelmäßige Diagonalschichtung, die wir auf mantelförmig gehäufte Dünen zurückführen.

Auf der Oberfläche der Sandsteinplatten sind Trockenrisse, auf der Unterseite hangender Decken Netzleisten nicht selten.

Rippelmarken von ungewöhnlichen Dimensionen (10—25 cm Höhe und 1 m Breite) lassen sich weithin verfolgen, und für die Stärke der bei ihrer Bildung tätigen Kräfte sprechen nußgroße Steinchen, welche mitgetrieben wurden.

Sehr auffallend war mir inmitten flach gezogener und regelmäßiger Rippelmarken gelegentlich eine fast senkrechte Böschung im Lee zu beobachten (siehe Fig. 1 unten), die nicht durch nachträgliche Stauchung, sondern während der Ablagerung des Sandes entstanden sein mußte.

Die genannten Lagerungsformen treten in häufigem Wechsel übereinander auf und zeigen an den hohen Abhängen des Quinag, wie rasch verschiedene Transportkräfte einander ablösten und wie die Stärke der aufbereitenden Kräfte wechselte.

Diese letztere Tatsache tritt in der Korngröße der Ablagerungen besonders deutlich zutage.

Von verhältnismäßig gleichmäßigem Korn sind die tonigen Zwischenlagen, deren Entstehung in vergänglichen Wasserbecken zu suchen ist, und die diagonal geschichteten Sandsteine, bei deren Aufschüttung der Wind eine wesentliche Rolle spielte. Betrachten wir aber die mächtigen, geröllführenden Bänke zwischen jenen, so sehen wir ein regelloses, unsortiertes Gemisch von feinem und grobem Sand mit Steinchen und Geröllen, durch ein toniges Bindemittel fest verbunden.

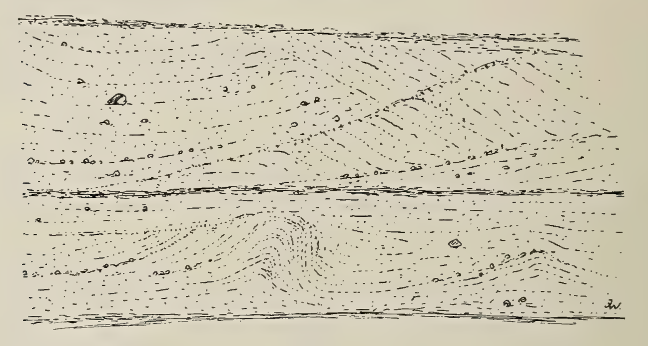


Fig. 1.

Unregelmäßige Schichtung und Diagonalschichtung im Torridonsandstein am Quinag. $^1/_{100}$ d. n. Gr.

Der fein- und mittelkörnige Sand besteht aus eckigem oder wenig gerundetem Quarz und frischem, unzersetztem Feldspat. Dazwischen bemerkt man Bruchstücke von Quarzit, Jaspis und Felsit.

Nach den Angaben von Peach und Horne beginnt der Torridonsandstein vielfach mit einem Basalkonglomerat, das ich nur in Blöcken sah. In einem roten oder dunkelgrauen Bindemittel sind kleine und große Stücke des liegenden Grundgebirges oder auch fernher verfrachteter Gesteine fest eingebettet. Seine Mächtigkeit steigt bis zu 50 m. Auch die Abhänge der algonkischen Gneistäler wurden von grobem Schutt vielfach überrollt, der nach den Beschreibungen von Penck am Loch Torridon in mächtigen Zungen zwischen den feinkörnigeren Sandsteinen auskeilt. Blöcke von 4 m Durchmesser sprechen für die gewaltigen Bergstürze.

In den höheren Torridonschichten ist es meist unmöglich, die darunter anstehenden Gesteine des Grundgebirges in den ein-

geschlossenen Geröllen wiederzufinden; aber diese scheinbar befremdende Tatsache erklärt sich leicht, wenn wir uns klar werden, daß ja aller dieser Schutt nur von Felsenkämmen stammen kann, die das Ablagerungsgebiet topographisch überragten. Sie sind durch Verwitterung zertrümmert, durch Wind und Regen nach den Senken verfrachtet und haben sich in den Schutt verwandelt, den wir als Torridonsandstein untersuchen.



Fig. 2.
Dreikanter aus dem Torridonsandstein des Quinag. 1/2 d. n. Gr.

Die Umrisse der eingefügten gröberen Felsstücke wechseln von scharfkantigen, eckigen Stücken bis zu wohlgerundeten Geröllen. Zwischen diesen fallen aber enteckte und kantengerundete Stücke auf, deren Oberfläche mit flachen, kleinen Vertiefungen (blatternarbig) bedeckt ist, und die mich so lebhaft an sandgeschliffene Wüstengerölle erinnerten, daß ich lange und eifrig nach Kantengeschieben suchte. Und während meine

Kollegen im nahen Cambrium einen schönen *Olenellus* fanden, gelang es mir, aus einem großen Block Torridonsandstein einen prächtigen Dreikanter herauszuschlagen (siehe Fig. 2).

Das Bindemittel ist meist von dunkelroter Farbe, und auch die eingeschlossenen Gerölle sind vielfach mit einer roten Haut überzogen. An den Ufern des Loch Assynt kann ich im liegenden Gneis sogar noch Spalten und Klüfte sehen, welche von obenher mit eisenschüssigem, rotem Lehm erfüllt sind. Graue und schwarze Töne sind ganz im Liegenden ebenso wie im Hangenden der algonkischen Ablagerungen beobachtet worden und deuten darauf hin, daß in den tiefsten Senken des präalgonkischen Festlandes Sumpfablagerungen entstanden, in welchen die rote Farbe der Verwitterungsprodukte reduziert wurde. Als nach Abschluß der festländischen Phase das cambrische Meer transgredierte, scheinen ähnliche Verhältnisse geherrscht zu haben.

Einige Angaben von Peach und Horne mögen meine Beobachtungen ergänzen:

Die Torridonsandsteine lassen sich in drei Abteilungen gliedern, von denen die

3. Aultbea-Gruppe . . . . 900—1400 m
2. Applecross-Gruppe . . . . . . 1800—2400 m
1. Diabaig-Gruppe . . . . 150—2300 m

mächtig ist.

Von hohem Interesse ist das Auftreten von schwarzen Phosphatkonkretionen in den hangenden Torridongesteinen von Loch Broom. U. d. M. gelang es, darin rundliche Kügelchen von 0,1 mm Durchmesser vereinzelt und in globulären Gruppen sowie zarte, braune Fasern zu erkennen, welche wohl organischen Ursprungs sind.

Indem wir die mitgeteilten Tatsachen überschauen und zu einem Gesamtbilde vereinigen, ergibt es sich, daß Nordschottland in algonkischer Zeit ein gebirgiges Festland war, dessen steilaufragende Kämme und Felsenzacken, durch keine Vegetation geschützt, dem zerstörenden Einfluß der atmosphärischen Kräfte rasch unterlagen. Große Schuttkegel und gewaltige Bergstürze bewegten sich an steilen Böschungen nach den Tälern hinab. Regengüsse breiteten sie in den Senken aus, bildeten vergängliche Trockenseen, an deren Boden geschichtete Tone abgelagert wurden, während der Sturm feine und grobe Sande zu vergänglichen Sandhügeln oder wandernden Dünen aufhäufte. Der wüstenartige Charakter des Landes und der häufiger von starken Regenschauern und heftigen Stürmen läßt sich mit

den klimatischen Erscheinungen in den heutigen subtropischen Wüsten[1]) nicht ohne weiteres vergleichen. Deshalb möchte ich von Urwüsten sprechen, welche vielleicht die Temperaturkontraste der heutigen Wüsten mit den Regengüssen des Tropenlandes und den eisigen Stürmen des heutigen Polargebietes verbanden.

Nach Ablagerung der algonkischen Sandsteine sind in Nordschottland Bewegungen der Erdrinde erfolgt, durch welche die algonkischen Ablagerungen in flache Falten gelegt und gebrochen wurden. Hand in Hand damit ging eine tiefgreifende Abtragung, welche vielfach das liegende Grundgebirge erreichte und die präalgonkische Landoberfläche wieder freilegte.

Infolgedessen liegt jetzt[2]) das Cambrium in ausgeprägter Diskordanz auf dem Torridonsandstein oder dem gefalteten Grundgebirge.

Wollte man die *Olenellus*-Schiefer als das Liegende des Cambriums betrachten, so würde die Diskordanz noch in die oberalgonkische Zeit zu stellen sein und ebenso die etwa 60 m Sandsteine und Konglomerate, welche nach der Gliederung der schottischen Geologen als unterstes Cambrium bezeichnet werden. Jedenfalls zeigen sie in ihrem lithologischen Verhalten so große Übereinstimmung mit dem liegenden Torridonsandstein, daß dieselben klimatischen Bedingungen noch angedauert haben müssen. Konglomerate und grobkörnige Arkosen mit großen, unzersetzten Feldspäten werden nach oben feinkörniger und gehen langsam in den charakteristischen „Pipe rock“ über.

In diesem Gestein treffen wir die ersten Spuren organischen Lebens. Bei der großen Bedeutung der darin enthaltenen senkrechten Sandröhren für die Gliederung und tektonische Orientierung der später so stark gestörten und überschobenen Gebirgsschollen ist die Anordnung und Aufeinanderfolge der

---

[1]) In der Sitzung der D. g. G. vom 5. Dezember 1907 hat Herr Blanckenhorn meine Auffassung über die klimatischen Erscheinungen der Buntsandsteinzeit angegriffen und zu zeigen versucht, daß die germanische Untertrias keine „echte“ Wüstenbildung sei; in der Festschrift des deutschen Bergmannstages hat Herr Everding mir Ansichten über die Bildung der permischen Salzlager zugeschoben, welche im offenen Widerspruch stehen mit den von mir seit Jahren publizierten Anschauungen. Da ich kürzlich (Geschichte der Erde und des Lebens, Seite 367—377) diese Fragen nochmals ausführlich behandelt habe und in der demnächst erscheinenden Neubearbeitung meines „Gesetz der Wüstenbildung“ Gelegenheit habe, auf die Einwürfe von Blanckenhorn, Everding u. a. zu antworten, so kann ich hier unterlassen auf die prinzipielle Seite des Wüstenproblems einzugehen.

[2]) Vergl. E. Kayser, Lehrb. d. geol. Form.-Kunde 1908. Fig. 16.

sanderfüllten Röhren sehr genau studiert worden. Es ergab sich hierbei, daß in den liegenden weißen oder roten Quarziten ganz vereinzelt Sandröhren von etwa 3 mm Durchmesser auftreten, die auf der Oberfläche der durchsetzten Bank mit einer napfförmigen, flachen Öffnung münden.

In der nächsten Zone verschwinden diese Röhren und werden etwa durch zentimeterdicke ersetzt.

Darauf folgt eine Zone mit den riesigen „Trompetenröhren", welche fast 2 m lang werden und nach oben in einer breiten Trichteröffnung enden. Hier ist auch der gelbe Quarzsand so oft mit dunklen *Hyolithes*-Schälchen (siehe Fig. 3) untermengt, welche



Fig. 3.

Wurmröhren im Cambrium am Ufer des Loch Assynt mit trichterförmigen Mündungen, deren Kontur durch Hyolithenschalen markiert wird. $^1/_6$ d. n. Gr.

im Gestein trichterförmige Säume bilden, daß der Zusammenhang beider Erscheinungen leicht erraten werden kann. Augenscheinlich haben sich die Bewohner und Erzeuger der Röhren von *Hyolithes* ernährt und die unverdaulichen Schalen wieder von sich gegeben.

In dieser und in folgenden Quarzitzonen sind neben den großen auch kleinere Sandröhren verbreitet.

Im Hangenden tritt der sandige Charakter der Sedimente zurück; dunkle Tonschiefer und dolomitische Gesteine gewinnen immer größere Bedeutung und enthalten eine reiche Fauna. 5 Arten von *Olenellus* und die sonderbare Gattung *Olenelloides* vertreten die Gliedertiere. Brachiopoden und Schnecken lassen sich erkennen; besonders häufig ist daneben *Salterella.*

Indem die Sedimente immer kalkreicher werden, nimmt auch der Formenreichtum der Fauna zu. Daß die noch heute

lebende Gattung *Pleurotomaria* in zwei Arten nachgewiesen werden konnte, ist ein wunderbares Beispiel für ein Dauerfossil. Zwei Cephalopoden gehören zum Typus *Cyrtoceras*. Daneben sind *Piloceras*, *Endoceras*, *Orthoceras* und gerippte Nautiliden nachgewiesen.

Die Mächtigkeit dieser hellen, reinen Kalke ist besonders bemerkenswert, wenn man sich erinnert, daß vor nicht allzulanger Zeit das Fehlen von Kalksteinen im Cambrium als besonders bezeichnend betont wurde. In den prächtigen Aufschlüssen am Loch Assynt war mir die Fossilleere dieser Kalke sehr auffallend. Obwohl ich stundenlang die angewitterten Flächen untersuchte, erkannte ich nur an wenigen Stellen Trümmer die man als organischen Ursprungs hätte deuten dürfen. Gelegentlich waren sandige Zonen aus der feinkörnigen Grundmasse herausgewittert, oder ein unregelmäßiger Schalenbau erinnerte an die Kalklamellen von Stromarien.

2. Sparagmit und Birikalk in Norwegen.

Im Jahre 1829 schlug Esmark für die im mittleren und nördlichen Skandinavien so weit verbreiteten Sandsteine, Konglomerate und Arkosen den Namen Sparagmit vor. Aber die stratigraphische Stellung dieser Sparagmitformation blieb lange im Zweifel, bis Törnebohm[1]) erkannte, daß eine Überschiebung von ungeahnten Dimensionen die klingend harte Gesteinsplatte 130 km gegen O und SO bewegt habe. Große Teile der überschobenen Schuppe sind später denudiert worden, so daß ihr Rand von einem Saum abgetrennter Inseln begleitet und ihre Fläche von tiefen Fenstern durchlöchert ist. Dieser Auffassung entsprechend, ordnet sich jetzt die Sparagmitformation unter die Schiefer mit *Olenellus Kjerulfi* und die ganze Abteilung erscheint als ein Glied der algonkischen Formation. Der sehr charakteristische Birikalk teilt sie in eine ältere und eine jüngere Abteilung. Obwohl mein Interesse ganz besonders auf den Birikalk gerichtet war, so fand ich doch auch Gelegenheit, an den Ufern des Mjösensees und in Jötunheim die Sparagmitgesteine zu studieren, und nachdem ich die Torridonsandsteine gesehen habe, erscheint mir die Ähnlichkeit beider Sedimente geradezu überraschend. Genau wie dort, handelt es sich um mittel- bis grobkörnige Trümmergesteine mit auffallend geringer Sortierung des Materials. Ein buntes Gemisch von kleinen und größeren Bruchstücken älterer krystallinischer Gesteine, besonders

---

[1]) Törnebohm: a. a. O., S. 181.

aber von Quarz und frischem, unzersetztem Feldspat geht durch die Zunahme der meist regellos eingestreuten Gerölle in grobe Konglomerate über, die, zungenförmig angeordnet, oft auskeilen. Das Bindemitttel der Sparagmite ist oft von heller Farbe, und dadurch unterscheiden sie sich wesentlich von den vorwiegend roten Torridongesteinen; doch kommen auch rote Sparagmite vor.

Am Mjösensee gliedert sich das Algonkium nach MÜNSTER[1]) und GOLDSCHMIDT[2]) von oben nach unten folgendermaßen:

Olenellus-Schiefer	
Oberalgonkium	Sandsteinschiefer mit Kriechspuren Quarzsandstein Roter und grüner Schiefer Jüngerer Sparagmit
Mittelalgonkium	Birikalk
Unteralgonkium	Birikonglomerat Roter Schiefer und Kalk Älterer Sparagmit mit dunkleren Schiefern
Krystallinisches Grundgebirge	

Der Birikalk, dessen Verbreitung innerhalb der Überschiebungsplatte vom Süd-Rand (Biri) bis nach Hede im NO noch heute auf eine Entfernung von 250 km verfolgt werden kann, bedeutet eine so grundsätzliche Veränderung in den lithogenetischen Bedingungen, daß er m. E. als eine besondere mittelalgonkische Periode den unter- und oberalgonkischen Zeiträumen gegenübergestellt zu werden verdient.

Die Sparagmite sind Trümmergesteine, deren Struktur auf die selben klimatischen und paläogeographischen Umstände hinweist, wie sie bei der Bildung der Torridonsandsteine herrschten. Intensive Zertrümmerung älterer Gebirgsmassen, kurze Wasserläufe rasch wechselnde Transportkräfte, Ausfüllung weiter Senken mit unsortiertem oder nur wenig aufbereitetem Schutt, vorübergehende Wasserflächen, mit anderen Worten also: kontinentale Urwüsten. Die eingeschalteten Birikalke bedeuten eine marine Transgression von beträchtlicher Dauer, nach deren Abschluß eine Trockenlegung des Gebietes erfolgte und die kontinentale Abtragung der Küstengebirge wieder einsetzte.

Nicht überall hat der Sparagmit seine ursprüngliche Struktur bewahrt; und ich kann mir nicht versagen, hier eine Beobachtung anzuführen, die ich am Ostende des Bygdin-Sees machen konnte: Hier sind am Denudationsrande des gewaltigen Gabbromassivs von Jötunheim die liegenden Sparagmitkonglomerate in wunder-

---

[1]) MÜNSTER: Norg. Geol. Und. Aarbog for 1891 und Blatt Lillehammer, 1900.

[2]) GOLDSCHMIDT: das. 1908, II, S. 38.

voller Weise umgeprägt; die einzelnen Quarzitgerölle sind zu flachen Linsen von speckigem Glanze ausgewalzt und jede einzelne dieser scharfrandigen Scheiben wie ein ∾ gefaltet. So entsteht im Querbruch ein seltsames Bild zahlreicher auskeilender Falten, während, von der Fläche gesehen, langgestreckte Wülste nebeneinander auftauchen und verschwinden. Das Bindemittel ist krystallinisch körnig geworden, und nebeneinanderliegende Aufschlüsse verbinden solche Stellen, wo die konglomeratische Struktur noch wohlerkennbar ist, mit anderen Felsflächen, deren Gestein im Handstück als ein langstengeliger Gneis bezeichnet werden müßte.

Der Birikalk. An den Ufern des Mjösensees sind zahlreiche Aufschlüsse in dem algonkischen Kalkgestein zu untersuchen, der die ältere von der jüngeren Sparagmitformation abtrennt. Auf dem Weg von Kroemmerodden gegen Eriksrud und gegen Biri hat der Straßenbau die Schichtenfolge besonders gut aufgeschlossen. Im Liegenden beobachten wir dunkelgraue Tonschiefer, die, enggefaltet und von zahlreichen kleinen Verwerfungen durchsetzt, eine nähere Gliederung nicht gestatten. Deutlich lassen sich an einem Fußweg, der die steile Waldlehne emporklimmt, feinkörnigere und sandigere Schichten unterscheiden. Jene bilden dünne Scherben, diese brechen in gröberen Schalen. Obwohl die dunkle Farbe auf eine Beimengung organischen Moders hindeutet, konnte ich doch trotz eifrigen Suchens keinerlei organische Spuren entdecken.

Mit scharfer Grenze lagern sich darüber die wohlgeschichteten Kalke, die, nach N einfallend, bald die Straße erreichen und hier in einer Mächtigkeit von 50 m prachtvoll aufgeschlossen sind. Jede einzelne Kalkschicht läßt sich messen, im frischen Bruch wie auf angewitterten Flächen studieren, und meist ist auch ein beträchtliches Stück der Unter- wie der Oberfläche freigelegt und genauerer Beobachtung zugänglich.

Ich war zuerst bemüht, Spuren von Fossilien zu suchen, wozu angewitterte Flächen überall Gelegenheit boten. Aber man sieht hier nur, daß die hellgrauen Kalkbänke aus zwei genetisch verschiedenen Elementen aufgebaut sind. In verfließenden Säumen, oft auskeilend, treten sandige Kalkkörnchen von verschiedener Größe und oft wohlgeschichtet, braun verwitternd, aus der dichteren Grundmasse heraus. Meist sind diese psammitischen Schichten horizontal wohlgeschichtet. In anderen Fällen erzeugen sie eine Diagonalschichtung, die auf der Leeseite 50^0 steil abfällt.

In einem einzigen Fall erkannte ich ein 4 mm breites Stückchen von lamellärem Aufbau, das an Stromarien er-

innerte. Doch konnte ich es aus dem großen Block nicht herausschlagen.

Der Birikalk ist von zahlreichen Geologen auch mikroskopisch untersucht worden, ohne daß es bisher gelungen wäre, geformte organische Elemente darin nachzuweisen.

Ich betrachte diese sandigen Kalkelemente trotz dieses negativen Ergebnisses als zerfallene Stützelemente von kalkabscheidenden Pflanzen oder Tieren. Denn das ganze Vorkommen stimmt vollkommen überein mit dem zerriebenen organischen Kalksand, der in den alpinen Kalken der Mittelzeit auf angewitterten Flächen so oft zu sehen ist.

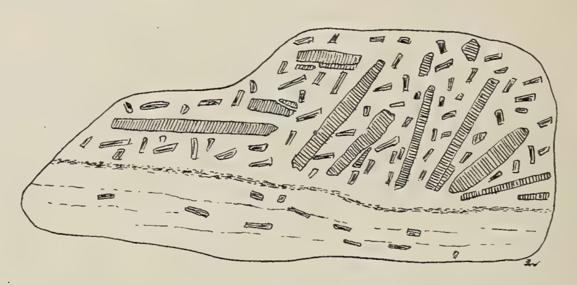


Fig. 4.

Scherbenkalk im algonkischen Birikalk. $^1/_{20}$ d. n. Gr.

Mitten in dem fortlaufenden Profil tritt eine etwa 4 m mächtige Kalkzone auf, mit einer höchst seltsamen Struktur[1]). Das Gestein fällt schon dadurch auf, daß aus ihm die meisten Steinpfeiler längs der Straße bestehen.

In einer dichten Grundmasse sind zahlreiche Scherben und Platten von etwas geringerer Härte eingebettet und deshalb oft tief hineingewittert. Aber die seltsame Trümmerstruktur ist auch an frischen Bruchflächen leicht zu erkennen. Wie beistehende Skizze (Fig. 4) erkennen läßt, sind geschichtete Platten von 2 mm bis 8 cm Mächtigkeit in scharfkantige Stücke zerbrochen, die bis 60 cm im Durchmesser mit demselben Streichen, aber sehr wechselndem Fallen in kalkigen Schlamm eingebettet wurden.

Die Kanten und Ecken der Scherben sind oft so scharf, als wenn sie eben zerbrochen wären, und benachbarte Stücke

[1]) Aus der kürzlich erschienenen Arbeit von GOLDSCHMIDT: Profilet Ringsaker-Bröttum ved Mjösen, ersehe ich, daß auch er im vorigen Sommer diese vorher nicht bekannte Kalkbreccie aufgefunden hat.

passen genau aneinander. Andere Kanten und Splitter erscheinen leicht abgerundet, aber nirgends sind sie gerollt oder so gerundet, daß man an einen längeren Transport glauben könnte; obwohl kleine und große Verwerfungen durch den Birikalk hindurchgehen, so hat die Trümmerkalkzone mit diesen nachträglichen Störungen nichts zu tun; denn im Liegenden und Hangenden folgen ebenflächige Kalkbänke, in denen die Trümmer fehlen. Es handelt sich also um folgenden Vorgang: Während der Bildung des Birikalkes wurde einmal für kürzere Zeit der eben gebildete und nur wenig verhärtete geschichtete Kalk in Stücke zerlegt, die sich gegeneinander verschoben und z. T. dabei senkrecht aufrichteten, so wie die treibenden Eisschollen in einem Flusse aufsteigen und untersinken. Aber es waren nicht weit hinreichende Strömungen, welche diese Verlagerungen



Fig. 5.
Netzleisten auf Birikalk. $^1/_3$ d. n. Gr.

verursachten, sondern man gewinnt den Eindruck, daß eine verhärtete Oberflächenschicht überall zerbrach, und ihre Stücke in den noch weichen Schlamm darunter regellos hinabsanken.

Ich erinnerte mich sofort der Abbildungen, welche Walcott[1]) von den untercambrischen und untersilurischen Kalken in Pennsylvanien gibt. Aber auch der deutsche Wellenkalk bietet mit seinen konglomeratischen Bänken eine entsprechende Analogie zu den geschilderten Strukturen.

Von besonderem Interesse war mir das Auftreten von Netzleisten (Fig. 5) auf einer Schichtenfläche, die, 3—5 mm breit, unregelmäßige Felder von 8—15 cm Durchmesser umgrenzten und ein deutlicher Beweis dafür sind, daß der Birikalk in so flachem Wasser entstand, daß vorübergehend eine Trockenlegung erfolgen konnte.

Einige Schichtoberflächen zeigten deutliche Rippelmarken, die nicht etwa flachen Falten entsprachen, sondern nur auf die Oberseite der Schichtentafel beschränkt waren. Eine solche Fläche war auf beträchtliche Erstreckung freigelegt und zeigte,

---

[1]) Bull. U. S. Geol. Surv. **134**, Taf. 7, 10, 11, 13, 14, 15.

daß es sich um wulstige, nach einer Seite vorwärts dringende Schlammwellen (Fig. 6) handele, die dadurch erklärt werden können, daß eine eben eintrocknende Schlammoberfläche vor ihrer vollkommenen Verfestigung durch einen starken Sturm vorwärts gedrängt und dabei in kurze Wellen gelegt worden sei.

Die Verbreitung des Birikalkes von Biri bis nach Hede (250 km) bei einer durchschnittlichen Breite von 100 km spricht für die Ausdehnung des wassererfüllten Beckens. Seine Mächtigkeit beträgt bei Gaustal 170 m und deutet auf die Länge der Zeiträume hin, die zu seiner Bildung nötig war.

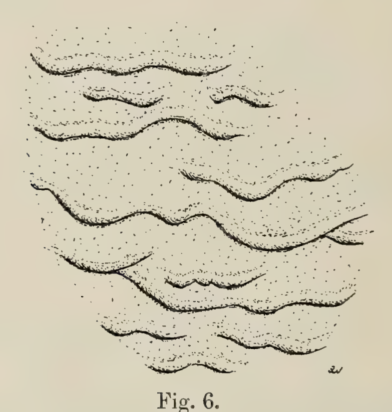


Fig. 6.

Schlammwülste auf der Schichtfläche des Birikalkes. $^1/_{12}$ d. n. Gr.

Die Beschaffenheit der Kalke zwingt zu der Annahme, daß dieses große Wasserbecken sehr flach war, und seine Fläche wiederholt an einzelnen Stellen abtrocknen konnte.

Am Boden des ausgedehnten Wasserbeckens schichteten sich in regelmäßiger Wechsellagerung mit einem grauen, tonigen Zwischenmittel die reinen Kalke auf, und obwohl vorher wie nachher dieselbe Region von mächtigen Massen unsortierten Gebirgsschuttes überdeckt wurde, gelangte in mittelalgonkischer Zeit kein einziges Geröll, ja kein Sandkorn in die weite kalkschlammerfüllte Senke. Das deutet auf eine so grundsätzliche Umgestaltung aller lithogenetischen, d. h. geographischen und klimatischen Umstände hin, daß die Untersuchung dieser Bedingungen noch manche wichtige Aufschlüsse zu geben verspricht.

3. Das Präcambrium in Mittelböhmen.

Das klassische Gebiet von Skrey und Tejrovic hat im letzten Jahrzehnt durch die Untersuchungen von J. J. Jahn[1]) und Pompeckj[2]) erneut die Aufmerksamkeit auf sich gezogen, und die jüngsten Arbeiten von F. Slavik[3]) haben jene Forschungen in glücklicher Weise ergänzt. Beim Studium dieser Arbeiten ergaben sich für mich einige Probleme, die nur durch Untersuchungen an Ort und Stelle gelöst werden konnten. In dankenswerter Weise fand sich Herr F. Slavik bereit, mich durch sein Arbeitsgebiet zu führen, und so war es mir möglich, in verhältnismäßig kurzer Zeit ein ausreichendes Bild von den Lagerungsverhältnissen zu gewinnen. Wenn ich im folgenden die Arbeiten der genannten Forscher auch nur in Einzelheiten ergänzen kann, so dürfte doch eine skizzenhafte Darstellung des ganzen Gebietes von Interesse sein.

Die vielgewundene Beraun hat sich auf ihrem Weg von Pilsen nach Pürglitz ein enges, steilwandiges, von prächtigen Flußterrassen begleitetes Tal eingeschnitten, das nahe bei Tejrovic und Skrey den schmalen Streifen cambrischer Gesteine trifft, der zwischen das Keratophyrband im SO und die Tonschieferzone im NW eingelagert ist. Jene bildet das unwegsame, finstere Waldgebiet, diese ist dagegen reich besiedelt und von zahlreichen Ortschaften belebt.

Indem wir die Hochebene überschreiten, tritt uns schon im Landschaftsbau die geologische Zusammensetzung des SW—NO streichenden Faltensystems klar vor die Augen. Wie Slavik gezeigt hat, setzt sich das präcambrische Schiefergebirge aus weichen Tonschiefern und Alaunschiefern zusammen, denen harte Kieselschiefer und Diabas(Spilit)decken eingelagert sind. Als scharf gezogene Kämme erheben sich die Kieselschieferzonen über das eingeebnete Gelände, während die Spilite als flache, schildförmige Buckel die Ebenheit überragen. Nimmt man seinen Weg längs der Beraun, dann treten die verschiedenen Felsarten, je nach ihrer Härte, tal- oder felsenbildend an das Flußufer heran und lassen in großen Aufschlüssen den inneren Bau des präcambrischen Faltengebirges studieren. Besonders auffallend sind die vulkanischen Massen, welche bald als weitausgedehnte Decken, bald als seltsame Eruptivbreccien den Schiefern

---

[1]) J. J. Jahn: Jahrb. d. k. k. G. R.-A. Wien, 1896, S. 641.
[2]) Pompeckj: Das. S. 495.
[3]) Slavik: Arch. f. d. Naturw. Landesdurchforschg. von Böhmen XIV, Nr. 2, 1908.

eingelagert sind. Nach den Untersuchungen von Slavik fehlen Tuffe vollständig, und auch die umhüllenden Schiefer sind so kalkarm, daß eine Beimengung spilitischer Tuffe nicht angenommen werden kann. Aber es fehlen auch alle Symptome nachträglicher Intrusion; nirgends sind Spuren der Kontaktmetamorphose zu finden.

Die Mannigfaltigkeit der Spilite ist in der Umgebung von Pürglitz—Tejrovic, Radnic—Weißgrün und Prestic (im SW) so groß, daß Slavik hier die Eruptivherde vermutet, von denen das dünnflüssige Magma in weitausgedehnten Decken die schlammreiche Umgebung überflutete.

Zwischen dem zu Schiefer verhärteten präcambrischen Schlamm sind Grauwacken eingelagert, die in großen Aufschlüssen keine Spur von Schichtung erkennen lassen und durchaus den Eindruck eines Massengesteins hervorrufen.

Dieses ganze Schichtensystem wurde vor Beginn der cambrischen Zeit in niedrige Falten gelegt und von Melaphyrgängen durchsetzt, gleichzeitig aber so weit abgetragen, daß eine flachwellige Landoberfläche entstand. Trotzdem sie seither von jüngeren Gesteinen überlagert war, sind diese doch wieder denudiert, und die nordwestliche Hochebene läßt jetzt wieder die präcambrischen Geländeformen zutage treten.

Von der Fähre bei Luh ist im vorigen Jahr eine Landstraße nach Skrey hinauf angelegt worden, welche in wundervollen Aufschlüssen die Überlagerung des unteren Cambriums auf dem gefalteten Grundgebirge entblößte:

Die im einzelnen flachwellige Denudationsfläche erscheint auf größere Erstreckung fast geradlinig, weil sie durch ein Grundkonglomerat überlagert wird, das, die Unebenheiten ausfüllend, nach dem Hangenden zu mit ebener Schichtenfläche endet.

1. Der liegende Spilit, von schwarzgrüner Farbe und serpentinglänzend, wurde von zwei schmalen Melaphyrgängen geschnitten, und beide Gesteine sind von oben her in unregelmäßiger Weise 1—2 m tief stark verwittert.

2. Das Grundkonglomerat erfüllt flache Vertiefungen im Spilit und ist 20—80 cm mächtig. Seine, aus verschiedenartigen Gesteinen bestehenden Gerölle sind, ebenso wie das Bindemittel, stark zersetzt, so daß ihre Diagnose nicht leicht ist. Doch scheinen sie viel Spilitmaterial zu enthalten.

3. Mit scharfer Grenze lagert darüber eine Gesteinsreihe von grundverschiedenem Charakter. Schon der von Rosiwal[1]) gegebene Name „homomiktes und polymiktes Kon-

[1]) Verh. k. k. Geol. R.-A. Wien, 1894, S. 399.

glomerat" deutet darauf hin, daß es sich um ein seltsames Gestein handelt. Für mich, der ich kurz vorher die Sparagmite am Mjösensee gesehen hatte, konnte es nicht zweifelhaft sein, daß auch hier ein echter Sparagmit im petrographischen Sinne vorlag, denn ich sah ein bald lockeres, bald stahlhart verkittetes Gemenge von kleinen, meist aber 1 cm großen, milchweißen Quarzgeröllen, zwischen denen größere Gerölle von Quarz, daneben Stückchen von Kieselschiefer und schwarzem Quarzit auftreten. Auch das Bindemittel besteht vorwiegend aus Quarzsand. Die liegenden Spilite haben sich an der Zusammensetzung dieser Trümmergesteine nicht beteiligt.

Das Profil zeigt zwei Sparagmitbänke von je 1,50 m Mächtigkeit, durch eine zerreibliche Grobsandschicht von 40 cm getrennt, in der ein schwarzes Kieselschiefergeröll von 10 cm Dicke und 30 cm Länge eingeschlossen war. Über der zweiten, harten Sparagmitbank folgen 2 m eines dünngeschichteten, lockeren Sandes, dessen Schichten durch ihre grüne und rote Farbe und ihre geringe Härte von einer, darüber folgenden, äußerst harten Sparagmitbank wohl unterschieden sind. Diese 4 m mächtige Sparagmitablagerung ist völlig ungegliedert und stimmt in ihren Eigenschaften mit den beiden liegenden Sparagmitbänken überein.

Die Beziehungen zwischen den eben geschilderten und völlig horizontal gelagerten Schichten zu den in kurzer Entfernung auftretenden *Paradoxides*-Schiefern würden einen überaus raschen Facieswechsel andeuten, wenn nicht durch den Straßenbau eine Bruchlinie aufgeschlossen wäre, welche, der Flußrichtung etwa parallel, das Untercambrium bis in das Niveau des Mittelcambriums gehoben hatt. So wird uns auch verständlich, warum an den Ufern des Zbirover und des Karaseker Baches im Liegenden der schwarzen *Paradoxides*-Schiefer ein quarzitischer, bisweilen geröllreicher, hellgrauer oder bräunlicher Sandstein auftritt, dessen ungeahnter Fossilreichtum durch Jahn und Pompeckj bekannt geworden ist. Am häufigsten ist die nach dem verdienstvollen Schulleiter in Tejrovic genannte *Orthis Kuthani*, deren mit gelbem Pulver überzogene, schön gerippte Abdrücke besonders auffallen. Die Trilobiten sind meist zerbrochen.

Dieser Sandstein läßt, wie schon Jahn betont, in seinem lithologischen Verhalten keine Zeichen seines hohen Alters erkennen und erinnert an irgend einen gelblichen Quadersandstein. Es ergibt sich daraus, daß die sparagmitbildenden Bedingungen einer untercambrischen Festlandsperiode ihr Ende erreichten, daß die ozeanische Salzflut Böhmen überspülte und

eine reiche Tierwelt mit sich brachte. Ich stimme mit Pompeckj vollkommen überein, daß diese hellen Sandsteine mit *Orthis Kuthani* sowie

Ptychoparia marginata,
Solenopleura torifrons,
Ellipsocephalus vetustus

und einigen anderen Trilobiten nach Gestein und Fauna von dem böhmischen Mittelcambrium abgegliedert und als unteres Cambrium betrachtet werden müssen.

In der Übergangsregion zwischen den untercambrischen Sandsteinen und den mittelcambrischen Schiefern tritt ein überaus merkwürdiges, dunkles Konglomerat mit z. T. riesengroßen Blöcken auf, das in wechselnder Mächtigkeit und in seinen einzelnen Lagen rasch auskeilend wie ein fremdes Glied in dem Schichtenprofil erscheint. Eine neuangelegte Straße von der Luher Fähre nach Tejrovic schließt die Wechsellagerung mehrerer Konglomeratbänke von 10 cm, 50 cm oder 1 m Mächtigkeit mit dunklen Tonschiefern trefflich auf. Am Fuß der Kamenna hurka sind die Konglomerate besonders mächtig und gut zu untersuchen. Nuß-, faust- oder kopfgroße, runde Gerölle von feinkörniger Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz und besonders häufig von schwarzem Lydit sind durch ein sandiges Bindemittel locker verkittet. Die Gerölle sind z. T. kugelrund, andere nur entkantet. Ihr Durchmesser wechselt von Ort zu Ort, und nachdem mich Herr Slavik am Abhang der Studena hora auf einen Block von etwa 3 m Durchmesser aufmerksam gemacht hatte, der bis zu seiner mittelcambrischen Lagerstätte weither transportiert sein mußte, lag es nahe, die Oberfläche der Gerölle nach Gletscherschliffen und -kritzen zu untersuchen. Mehren sich doch immer mehr die Anzeichen von Gletscherwirkung in cambrischer Zeit, von dem Geschiebelehm am Varangerfjord bis nach dem Kapland und von China bis nach Canada. Aber trotz stundenlangen Suchens habe ich keine entscheidenden Glazialspuren entdecken können.

Besonderes Aufsehen erregte es, als Jahn bei Pod chvojinami in einer dieser Konglomeratbänke zahlreiche Fossilien entdeckte. Ich ließ an der Stelle einen Schurf machen, um die Einfügung der Fossilien in das Konglomerat genauer zu studieren, und war sehr überrascht, unverletzte Kopfschilder von *Paradoxides* nebst zahlreichen Pleuren und Stacheln zu finden, die keine Spur von Abnutzung oder Abrollung erkennen ließen. Die Trilobitenpanzer waren nicht mehr und nicht weniger zerfallen als in den weichen Schiefern bei Skrey. Daneben sind

freilich dünne Zwischenlagen, ganz aus feinen Fossiltrümmern zusammengesetzt.

Ich gewann beim Studium dieser Verhältnisse den Eindruck, daß die Gerölle nicht am Ufer eines Meeres gebildet worden seien, denn in nächster Nähe steht nirgends eine, dem Felsenufer entsprechende Lyditregion; vielmehr vermute ich, daß die kleinen ebenso wie die 3 m großen Blöcke mitten in der schlammbedeckten und von Trilobiten belebten Meeresbucht bald hier, bald dort von oben her abgelagert worden sind, und daß es sich um die Last schmelzender Eismassen handelt, die von weit her ihre Steinfracht herantrugen. In diesem Zusammenhang ist vielleicht auch das Auftreten von Hyolithen zu verstehen, die schon Shaler[1]) als Bewohner kalter Meere bezeichnet hat.

Zum Schluß möchte ich noch einige kurze Mitteilungen über die mittelcambrischen, schwarzen Schiefer machen.

Obwohl die von Mittelcambrium bedeckte Region in Böhmen eine Länge von 100 km und eine Breite von 25 km erreicht, so zieht sich doch nur ein schmaler Streifen fossilführender Schiefer von Jinec bis nach Tejrovic quer hindurch. In dem weiten übrigen Gebiet treten zwar dieselben Gesteine auf, aber trotz vielfachen Suchens haben sie noch keine Fossilien geliefert. Es wäre zu fragen, ob dieser Fossilmangel nur scheinbar ist, oder ob innerhalb der weiten, schlammerfüllten Bucht nur eine schmale Rinne für die Ansiedelung der cambrischen Tierwelt geeignet war. Bei Skrey haben die schwarzen Tonschiefer eine Mächtigkeit von etwa 80 m. Ihre Schichtung ist meist sehr undeutlich. Die Korngröße des schwarzen Schlammes ist geringem Wechsel unterworfen. Da bei Skrey seit Jahrzehnten immer wieder geschürft und gesammelt worden ist, sind die besonders fossilreichen Stellen allmählich genau bekannt, und ich fand Gelegenheit, unter ortskundiger Führung an diesen zu sammeln. Man ist erstaunt, in dem muschelig brechenden, schwarzen Gestein die ungeheure Zahl der ockergelb leuchtenden Trilobitenreste zu sehen, die, wie vergilbte Blätter am Baum des Lebens, Zeugnis geben von einer uralten Lebewelt.

Von hohem Interesse waren mir die Mitteilungen des Herrn Schulleiters Kuthan: nach ihm kommt der allbekannte *Par. bohemicus* nur bei Jinec vor, während *Par. spinosus* bei Skrey ungemein häufig ist, bei Jinec aber seltener.

---

[1]) Chales Bull. Mur. of Comp. Zool. Cambridgi 1888. Vol. XVI. N. 2, S. 20.

In der unteren Hälfte der schwarzen Schiefer sind die Trilobiten sehr selten, aber dafür meist vollständig erhalten. In der oberen Hälfte treten sie zerfallen, aber dafür um so häufiger auf. Cystoideen kommen nur in der oberen Hälfte vor. Die in den liegenden Sandsteinen so häufigen und in Kolonien auftretenden Brachiopoden finden sich im Schiefer nur selten und vereinzelt.

Die Abgrenzung der algonkischen Formation.

Die Frage, ob eine größere Schichtenfolge als selbständige Formation zu betrachten sei, läßt sich auf verschiedenem Wege prüfen und entscheiden. Als erstes Unterscheidungsmerkmal gilt eine wohlbestimmbare, formenreiche und geschlossene Fauna oder Flora. Von dem Erfahrungssatz ausgehend, daß im Laufe der geologischen Zeiträume die Form der Organismen einem beständigen Wechsel unterliegt, ist es gelungen, ältere und jüngere Zeiträume zu unterscheiden. Die langsame und allmähliche Umgestaltung der Arten ist zu gewissen Zeiten in rascherem Tempo erfolgt, und solche Anastrophen geben uns ein bequemes Hilfsmittel, um das Ende einer älteren gegen den Anfang einer neuen Entwicklungsreihe abzugrenzen.

Die spärlichen Fossilreste, welche man bisher in präcambrischen Schichten entdeckte, reichen aber nicht aus, um die paläontologische Eigenart einer präcambrischen „Formation“ darzulegen.

Als zweites Hilfsmittel können wir, wenn leitende Fossilien fehlen, leitende Gesteine unserer Einteilung zugrunde legen, und manche Zeiträume deuten auch heute noch durch ihren Namen darauf hin, daß man sie anfangs nach lithologischen Merkmalen umschrieb (Old red, Carbon, Rotliegendes). Die Erfahrung hat gelehrt, daß die Gesteinsbeschaffenheit kein ausreichendes Mittel ist, um eine Formation zu bestimmen. Wo aber, wie in unserm Falle, die Fossilien versagen, darf man bezeichnenden Gesteinen wenigstens vorläufig eine gewisse Bedeutung zusprechen. Sind doch Farbe, Korngröße, Struktur und Lagerungsform der Sedimente der Ausdruck bestimmter klimatischer, d. h. physikalischer und chemischer Bedingungen, von denen die daselbst gebildeten Ablagerungen ein viel eindeutigeres Bild geben als die anpassungsfähigeren Organismen.

Wir haben gesehen, daß jene eigentümlichen Trümmergesteine, welche Esmark als Sparagmite bezeichnet hat, nicht

nur in ihrem skandinavischen Heimatlande, sondern in ganz ähnlicher Weise auch in Schottland entwickelt sind, wo viele Varietäten des Torridonsandsteines im Handstück wie im Aufschluß mit Sparagmiten am Mjösensee vollkommen übereinstimmen. Wenn ich aber hier betone, daß die algonkische Zeit, solange bezeichnende Fossilien fehlen, als die Periode der Sparagmitbildung bezeichnet werden könnte, so will ich damit keineswegs erklären, daß die Sparagmitbänke unter den böhmischen Paradoxitenschiefern als Algonkium betrachtet werden müßten. Solange keine anderen Gründe in Frage kommen, scheint mir das Auftreten von 7 m Sparagmit im Profil von Skrey nur der Ausdruck dafür, daß das sparagmitbildende Klima noch bis in die cambrische Zeit hineinreichte. Wie ich kürzlich[1]) auseinandergesetzt habe, betrachte ich das Cambrium nicht als einen Vorläufer des Silurs in dem Sinne eines untersten Palaeozoicums. Vielmehr scheint mir die Eigenart der cambrischen Tierwelt (*Archaeocyathus*, *Protopharetra*, *Salterella* u. a.) dafür zu sprechen, daß mit ihr eine ältere archäozoische Lebewelt endet, während im Ordovicium die neue paläozoische Fauna aufblüht. So erscheint es mir also auch nicht wunderbar, wenn in den durch Jahn und Pompeckj paläontologisch als Untercambrium bezeichneten Schichten noch einige Sparagmitbänke eingeschaltet sind.

Aber die lithologische Charakteristik einer Formation würde unvollständig sein, wenn sie sich nicht zugleich auf die tektonischen Lagerungsformen stützte. Im Coloradoprofil werden die mächtigen algonkischen Schichten diskordant vom unteren Cambrium überlagert und liegen ihrerseits wieder diskordant auf einem älteren gefalteten und umgeprägten Grundgebirge. Dieselben Beziehungen lernen wir in Schottland kennen. Trotzdem wir uns im klassischen Gebiet der Überschiebungen befinden, sind die cambrischen Sandsteine und Kalke nicht etwa über den Torridonsandstein hinweggeschoben, sondern überlagern ihn diskordant. Die sparagmitischen Torridonsandsteine ihrerseits füllen steilwandige Senken in einem abgetragenen älteren Gneisgebirge.

Ungleich verwickelter liegen die Verhältnisse in Skandinavien. Aber auch hier haben mühevolle Untersuchungen in Norwegen wie in Schweden zu der Überzeugung geführt, daß die Dalasandsteine mit ihren gewaltigen Diabasdecken und die Sparagmitformation mit dem Birikalk eine Schichtenreihe darstellen, welche von den hangenden *Olenellus*-Schichten wie von

---

[1]) Walther: Geschichte der Erde und des Lebens, S. 220.

den liegenden krystallinischen Schiefern leicht abgegliedert werden können.

Fragen wir uns nun, ob es möglich ist, auch in Deutschland eine algonkische Formation auszuscheiden, so treffen wir auf unüberwindliche Schwierigkeiten. Denn trotzdem zahlreiche Meßtischblätter ebenso wie die Übersichtskarte von Lepsius weite Flächen des deutschen Grundgebirges als Cambrium bezeichnen, sind dies doch nur Vermutungen ohne stratigraphische Begründung. Das „ostthüringische Obercambrium" ist längst als Untersilur erkannt; die konkordant darunter folgenden Schiefer sind halbkrystallinisch oder ganzkrystallinisch geworden, und diese sekundären Eigenschaften können nicht zur Gliederung einzelner Zeitphasen dienen. Mag auch die Mächtigkeit der liegenden Schiefer noch so beträchtlich sein, so erscheint es uns doch untunlich, in der konkordanten Schichtenfolge ein Cambrium oder gar ein Algonkium auszuscheiden.

Günstiger liegen die Verhältnisse in Böhmen. Hier läßt sich eine so ausgesprochene Diskordanz an der unteren Grenze des Cambriums feststellen, daß zwischen diesem und den liegenden präcambrischen Gesteinen scharf unterschieden werden kann. Die Frage ist nur, ob man diese liegende Schichtenreihe von Tonschiefern, Kieselschiefern, Alaunschiefern, Grauwacken und Spilitdecken „algonkisch" nennen darf?

Würde ein mächtiges Grundkonglomerat nur die Gesteine des direkt Liegenden enthalten und auf einer sehr unebenen, vorcambrischen Erdoberfläche, die eben gefaltet und durch die Atmosphärilien nur wenig abgetragen, mit steilwandigen Bergen und Tälern, in das Cambrium hineinragen, dann dürfte man auch die Bildungszeit der liegenden Gesteine als chronologisch nahestehend betrachten. Aber die präcambrische Denudationsfläche entspricht einer alten Ebene. Ihre geringe Gliederung deutet darauf hin, daß langandauernde Abtragung die aufgetürmten Falten denudiert hat. Ein Grundkonglomerat von 20 bis 80 cm Mächtigkeit erfüllt flache Senken und enthält abgerollte Stücke des Untergrundes; dann aber breiten sich darüber die seltsamen Sparagmitdecken, deren Material aus weiter Ferne herbeigetragen und dem Untergrunde fremd ist.

Alles dies deutet darauf hin, daß zwischen der Bildungszeit der liegenden Schiefer und derjenigen der untersten Sparagmite nicht nur eine Periode intensiver Gebirgsfaltung und starker lokaler Abtragung einzuschalten ist, sondern auch danach eine wesentliche Veränderung des Klimas und des Systems der Transportwege erfolgte, so daß der unsortierte Sparagmit-

schutt aus einem entlegenen Ursprungsgebiet über eine Region gebreitet wurde, die vorher als Verwitterungsprodukte Schieferschlamm mit feinsandigen Grauwackenbestandteilen und schwarze Kieselschiefergerölle, aber nicht solche Massen von weißem Quarz liefern konnte.

So bleibt also die nähere stratigraphische Bezeichnung des Präcambriums von Böhmen vorläufig eine offene Frage, und ich halte es nach unseren heutigen Kenntnissen nicht für zweckmäßig das Liegende des dortigen Cambriums als Algonkium zu bezeichnen.

Manuskript eingegangen am 5. Januar 1909]

7. Beiträge zur Kenntnis der Geologie Australiens.

Von Herrn HERBERT BASEDOW in Adelaide, Süd-Australien.

(Hierzu Tafel VII und 20 Textfiguren.)

I. Skizze der geologischen Entwickelung des australischen Festlandes.

Als ich Herrn Professor FRECH sagte, es sei meine Absicht, soweit meine Zeit es erlaubt, in deutschen Zeitschriften eine Reihe von Beiträgen zur Kenntnis der Geologie Australiens erscheinen zu lassen, machte er mich darauf aufmerksam, wie notwendig es sei, bei der Lückenhaftigkeit der in schwer zugänglichen Abhandlungen vergrabenen Literatur, deutschen Gelehrten zuerst eine allgemeine kurze Übersicht der bekannten Formationen Australiens vorzulegen. Diesem guten Rate folgend, beginne ich mit einer Anzahl von Tabellen, die das Wesentlichste der Stratigraphie Australiens in möglichst übersichtlicher Form zusammenfassen[1]).

Eine Übersicht scheint vor allem notwendig, weil die ganze Entwickelung des zuletzt bekannt gewordenen Kontinents gänzlich unabhängig von der großen nördlichen Landmasse verläuft und nur zu Südafrika sowie der vorderindischen Halbinsel in nähere Beziehungen tritt. Wäre die geologische Klassifikation von Australien ausgegangen, so würden wir den Schluß des Palaeozoicums im Ober-Carbon anzunehmen haben. Eine zusammenhängende Entwickelung umfaßt die unterdyadische Eiszeit und die nach marinen Episoden in Kontinental-

---

[1]) Einen Versuch, den Gebirgsbau zusammenfassend darzustellen, macht E. SUESS (Antlitz der Erde, 1883). Die mehr geographisch gefärbten Übersichten, die neuerdings als besondere Arbeiten oder zusammenfassende Handbücher in Deutschland erschienen sind, basieren zum Teil auf den meisterhaften Schilderungen von SUESS, dessen tatsächliche Angaben jedoch schon durch neuere Forschungen überholt worden sind. Andere Zwecke verfolgt F. FRECH, der in der Zusammenstellung des Palaeozoicums (Lethaea palaeozoica, 1902) auch Australien mehr oder weniger eingehend berücksichtigt.

entwickelung übergehende Dyas-Trias. Die marine Unter-Kreide ist durch eine gewaltige Lücke von der Trias getrennt und geht nach einigen Transgressionen in eine Festlandsbildung der Ober-Kreide über. Fast rein marin ist wiederum das in paläo- und neogen gegliederte Tertiär, dessen Ablagerungen im wesentlichsten auf den Süden beschränkt sind. Von einer sogenannten quartären Eiszeit sind nur spärliche Reste auf Mount Kosciusko, ausgedehntere Ablagerungen auf Neu-Seeland und Tasmanien vorhanden. Gleichzeitig mit diesen lokalen Vereisungen herrschte auf dem australischen Kontinent ein feuchteres Klima oder eine Pluvialzeit.

Bei der Zusammenstellung der folgenden Tabellen hatte ich das Glück, den Verfasser der Lethaea palaeozoica in verschiedenen paläontologischen Fragen zu Rate ziehen zu können. Betreffs der übrigen noch bestrittenen Gebiete habe ich, abgesehen von meinen eigenen Erfahrungen, mich lediglich auf die Ansichten meines leider früh verstorbenen Lehrers Professor RALPH TATE bezogen.

Übersicht des Praecambriums in Australien.

Das Praecambrium, früher meist als „Archaean" bezeichnet, ist über den ganzen australischen Kontinent verbreitet und besteht wie überall aus krystallinen Schichten, die von starken Faltungen betroffen sind und mit überwiegend sauren Intrusivgesteinen in innigem Zusammenhang stehen.

Die Gesteine zeichnen sich durch ihre enormen Mineralablagerungen aus. In dieser Hinsicht stimmen sie auch mit den ihnen lithologisch identischen Gesteinen von Indien und Süd-Afrika überein.

Süd-Australien und Nord-Territorium.

Hauptfundorte: Mount Lofty- und Flinders Ranges, Kangaroo Island, Yorke- und Eyre Halbinseln, Wadnaminga und Olary, Ooldea und Pidinga, Mount Eba, Gosse's- und Denison Ranges, Musgrave-, Mann- und Tomkinson Ranges.

Gebirgszüge von West Arm, Mount Tolmer, Rum Jungle, Mounts Tymn, Ringwood, Wells, Hayward; Pine Creek, Wandi, Woolngie, Tennants Creek, Barrow Creek, Von Treuer-, Mac Donnell-, Adam-, Petermann- und Ayers Ranges.

Schichtenbeschreibung: Schiefer, Tonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer, Mylonit, schiefrige Konglomerate und Reibungsbreccien, Quarzit, Sandstein, Gneis, Granit, krystalline Kalksteine, Serpentin einschließender Marmor etc.

Die Schichten sind stark gefaltet und verworfen; ihr Generalstreichen in den Mount Lofty- und den südlichen Flinders-Ketten



Fig. 1.

Übersichtskarte der Vorkommen von Praecambrium in Australien.

Süd-Australien und Nord-Territorium.

1. Mount Lofty Ranges. 2. Flinders Ranges. 3. Kangaroo Island. 4. Yorke Peninsula. 5. Eyre Peninsula. 6. Wadnaminga und Olary. 7. Ooldea und Pidinga. 8. Mount Eba und Gosse's Range. 9. Denison Range. 10. Mount Nor' West. 11. Musgrave, Mann und 12. Tomkinson und Petermann Ranges. 13. Ayers Range. 14. Mac Donnell Ranges. 15. Adam Range. 16. Von Treuer Range. 17. Barrow Creek. 18. Tennants Creek. 19. Gebirgszüge von West Arm etc.

West-Australien.

20. Mount Cecil. 21. Carr Boyd Range. 22. Kimberley. 23. King Leopold Range. 24. King Sound. 25. Mount Dockerell. 26. Pilbara. 27. Cavanagh Range. 28. Mount Margaret. 29. Coolgardie. 30. Frasers Range. 31. Phillips River District. 32. Parker Range. 33. Southern Cross. 34. Murchison. 35. Northampton. 36. Darling Range. 37. Blackwood River District.

Queensland.

38. Thursday Island. 39. Mac Ilwraith Range. 40. Philp Goldfeld. 41. Mulgrave und Cardwell District. 42. Etheridge-Goldfelder. 43. Charters Towers. 44. Gregory Range. 45. Suttor River und Mount Douglas. 46. Avon Downs. 47. Drummond und Peak Ranges. 48. Stokes Range. 49. Georgina und Burke River. 50. Burketown Mining District.

Neu-Süd-Wales.

51. Grey Range. 52. Barrier Range. 53. Blue Mountains.

Victoria.

54. Snowy Mountains oder Australische Alpen. 55. Benambra. 56. Mitta Mitta Basin. 57. Dundas. 58. Upper Glenelg River. 59. West Grampians.

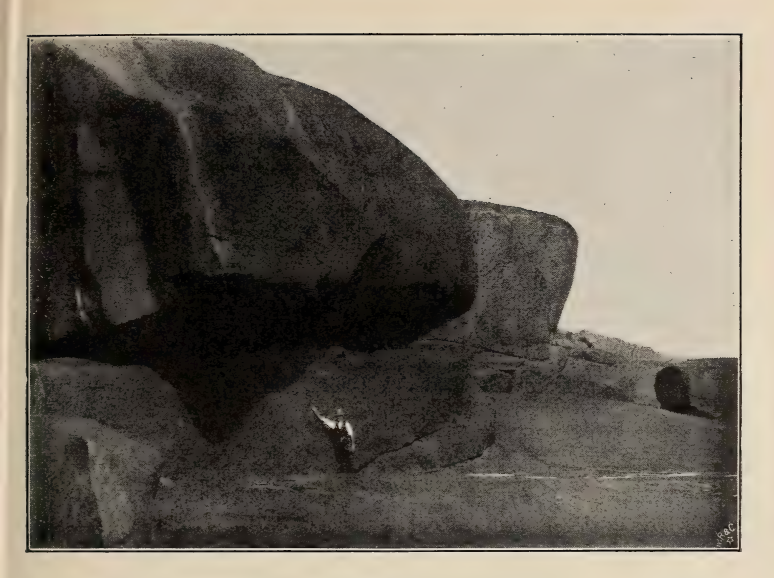


Fig. 2.
„Fundamentalgranit", Neptune Island, Süd-Australien.



Fig. 3.
Eine durch Brandungsverwitterung entstandene Erosionsschlucht. Die schnelle Denudation eines im „Fundamentalgranit" auftretenden basischen Eruptivganges hat die Schlucht bedingt. Neptune Island, Süd-Australien.

ist N z. W bis S z. O, in der nördlichen Flinders-Kette jedoch NW bis W; in den Musgrave-Gebirgen W, in dem Nord Territorium wiederum annähernd N—S.

Die Schichten sind von zahlreichen Eruptivgesteinen durchbrochen, und zwar vorwiegend von Granit, Porphyr, Diorit und Dolerit, wie beispielsweise in den Mount Lofty-, Flinders-, Gawler-, Musgrave- und Mac Donnell Ranges, Yorke- und Eyre Peninsula und benachbarten Inseln (Neptune Isl.) und endlich bei West Arm und in den Pine Creek-Gebirgszügen.

Bemerkungen: In alten Berichten werden diese Schichten vielfach als Silur beschrieben und sollen eine Mächtigkeit von 64000 engl. Fuß haben. Diese Schätzung, die das Laurentian von Canada (30000) um mehr als das Doppelte übertrifft, hat sich als viel zu hoch erwiesen, seitdem die komplizierten Faltungsverhältnisse näher untersucht worden sind.

Howchin, David und andere betrachten die Mylonit-Schiefer und Gneis-„Konglomerate" als Gletscherablagerungen und die Formation als Cambrium. Siehe den zweiten Teil der „Beiträge".

Victoria.

Hauptfundorte: Im Nordosten: Benambra, Mitta Mitta Basin; im Südwesten: Dundas, Upper Glenelg (West-Grampian-Gebirge).

Schichtenbeschreibung: Krystalline Schiefer.

Bemerkungen: Einige Autoren betrachten noch heute diese Schichten als metamorphisches Unter-Silur.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Westliche Blue Mountains, Snowy Mountains oder Australische Alpen (Great Dividing Range), Barrier- und Grey Ranges.

Schichtenbeschreibung: Krystalline Schiefer und Gerölle.

Queensland.

Hauptfundorte: Fortsetzung der Great Dividing Range, Stokes Range; Drummond- und Peak Ranges, Suttor River und Mount Douglas, Gregory Ranges, Charters Towers; Etheridge-Goldfelder, Musgrave und Cardwell, Philp Goldfeld, Mac Ilwraith Range, Thursday Island; Georgina? und Burke? River Downs; Burketown Mining District?

Schichtenbeschreibung: Schiefer, Tonschiefer, Quarzit, Konglomerat, Grauwacken, Glimmer und Kalkschiefer, Kalkstein.

Schichten stark gefaltet und mit Brauneisenstein imprägniert.

Bemerkungen: In amtlichen Berichten werden diese Gesteine meist als „metamorphisch, unbestimmten Alters" bezeichnet.

West-Australien.

Hauptfundorte: Blackwood River-Gebiet, Darling Ranges, Northampton, Phillips River und Ravensthorpe District, Parker Range,

Southern Cross, Murchison, Coolgardie, Mount Margaret, Cavanagh Range; Kimberley-Gebiet: Mount Dockerell, King Leopold Ranges, King Sound, Carr Boyd Range, Mount Cecil (Ord River).

Schichtenbeschreibung: Schiefer, Glimmer- und krystalline Schiefer, Sandstein, Quarzit, Kalkstein, Gneis und Granit. Schichtenstreichen N z. W.

Bemerkungen: Nach Woodward besteht die Mehrzahl der Gesteine West-Australiens aus „Archaean"; nur in vereinzelten Distrikten lagern darüber jüngere Bildungen, die selten von beträchtlicher Mächtigkeit sind. Woodward teilt das Archaean in drei Gruppen: Granit, Gneis und krystalline Schiefer, die in sechs parallelen Zonen in fast meridionaler Richtung den Staat durchlaufen sollen.

Diese Gesteine bedecken ungefähr $^2/_3$ der gesamten Oberfläche des Staats und schließen die großen Mineralablagerungen der berühmten westaustralischen Goldfelder in sich ein.

Malcolm Maclaren hat folgende interessante Tabelle zusammengestellt.

	Indien	West-Australien	Süd-Afrika
Cambrium oder Praecambrium	Karnul Beds Cuddapah (Kadapa) Beds (Gwaliors and Bijawars of N. India)	Oakover Beds Nullagine Beds	Witwatersrand System
	Dharwar Series (Aravălli, Chota, Nagpur and Shillong of N. India) Fundamental Gneissic Granite	"Auriferous Series" Fundamental Gneissic Granite	Swaziland Schists Bulawayo Schists Namaqualand Schists Malmesbury Series Gneissic Granite

Tasmanien.

Hauptfundort: Gebiet westlich der Wasserscheide der Insel.

Schichtenbeschreibung: Quarzit und Glimmerschiefer, Generalstreichen NW, Schichten stark gefaltet, Einfallswinkel vorwiegend nach SW.

Bemerkungen: Es kommen Kupfer-, Blei- und Antimonablagerungen in diesen Gesteinen vor.

Cambrium.

Das australische Cambrium, welches vorwiegend dem unteren Teil der *Olenellus*-Stufe der nördlichen Hemisphäre entspricht, erstreckt sich längs einer mehrfach unterbrochenen Zone, soweit unsere Kenntnisse reichen, von Tasmanien und Victoria nordwestlich quer durch den Kontinent bis in das Gebiet des zum Indischen Ozean abfließenden Victoria River.

Die Fauna des Unter-Cambriums ist dürftig. Wir haben zunächst den überall verbreiteten *Olenellus* selbst, sodann die indische *Lakhmina* sowie die nordamerikanischen Formen *Hyolithes communis* und *Stenotheca rugosa*. Von einer mittelcambrischen Fauna ist bisher keine Andeutung wahrgenommen worden; weder sind die Paradoxiden des europäischen Mittel-Cambriums noch die aus China und dem amerikanischen Westen beschriebenen Formen bisher aus dem südlichen Kontinent bekannt geworden. Als Ober-Cambrium sind die *Dictyonema-Bryograptus*-Schichten von Victoria anzusehen.



Fig. 4.

Übersichtskarte der Vorkommen von Cambrium in Australien.

Süd-Australien.

1. Parara und Curramulka, Yorke Peninsula. 2. Sellick's Hill und Marino. 3. Mount Lofty. 4. Blinman und Wirrealpa. 5. Beltana. 6. Lake Torrens. 7. Ediacara. 8. Gordon-Hawker. 9. Belton. 10. Mundowdna.

Nord-Territorium.

11. Alexandra Station. 12. Brunette Downs. 13. Avon Downs. 14. Daly River-Brocks Creek. 15. Catherine River.

West-Australien.

16. Kimberley.

Victoria.

17. Heathcote. 18. Dookie. 19. Waratah Bay.

Süd-Australien.

Hauptfundorte: Ardrossan, Parara und Curramulka auf Yorke Peninsula.

Normanville, Sellick's Hill und Marino in den Mount Lofty Ranges; Gordon, Belton, Beltana, Blinman, Wirrealpa, Ediacara und Mundowdna in den Flinders Ranges.

Lake Torrens.

Mount Lofty?

Schichtenbeschreibung: Kalksteine, diskordant auf Praecambrium gelagert.

Subkrystalline Kalksteine mit reichen Mineralablagerungen.

Der Sandstein von Mount Lofty führt keine Fossilien und ist diskordant auf präcambrischen Schiefern gelagert.

Fossilien: *Hyalostelia* sp., *Archaeocyathidae*, *Coscinocyathus Tatei*, *C. Etheridgei*, *Ethmophyllum Hindei*, *Protopharetra Scoulari*, *Orthis* (?) *peculiaris*, *Orthisina compta*, *Ambonychia macroptera*, *Ophileta subangulata*, *Stenotheca rugosa*, *Platyceras Etheridgei*, *Salterella planoconvexa*, *Hyolithes communis*, *H. conularioides*, *Microdiscus subsagittatus* (= *Olenellus* (?) *Pritchardi*), *Dolichometopus Tatei*, *Ptychoparia australis*, *P. Howchini*, *Asaphus* sp., *Girvanella* sp.

Bemerkungen: Der Kalkstein von Yorke Peninsula enthält bis zu 96,5 Proz. kohlensauren Kalk und etwa 1,75 Proz. Kieselsäure.

Das Vorkommen von Wirrealpa wurde von F. R. George kurz vor seinem Tode entdeckt.

Hyolithes communis und *Stenotheca rugosa* kommen in der *Olenellus*-Zone des Unter-Cambriums von Nordamerika vor. Vergl. Walcott: U. S. Geol. Surv., Tenth Ann. Rep.

Nord-Territorium.

Hauptfundorte: Daly River-Gebiet und Alexandra Station.

Schichtenbeschreibung: Horizontal geschichtete Kalksteine mit tonigen Sandsteinen.

Fossilien: *Salterella Hardmani*, *Olenellus Brownii*.

Bemerkungen: H. Y. L. Browns Entdeckung von *Olenellus* bei Alexandra Station macht die Annahme wahrscheinlich, daß die Formation von dort sich südöstlich über die Avon Downs bis über die Grenze von Queensland und nordwestlich über die Brunette Downs bis zum Catherine River erstreckt und somit mit den Vorkommen am Daly River und bei Kimberley im Zusammenhang steht.

Victoria.

Fundort: Lancefield.

Schichtenbeschreibung: Graptolithen-Schiefer.

Fossilien: *Dictyonema Macgillivrayi*, *Bryograptus* sp.

Bemerkungen: Sichere Beweise von Mittel-Cambrium fehlen in Australien. Das Vorkommen von *Dictyonema* und *Bryograptus* deutet, wie auch T. S. Hall hervorhebt, auf Ober-Cambrium hin. Vergl. ferner F. Frech: „Lethaea“, Band I, 1897, S. 675.

Fundort: Heathcote.

Schichtenbeschreibung: Ein beschränktes Vorkommen, das die krystallinen Schiefer von Mount Ida überlagert.

Fossilien: *Lakhmina* sp.

Bemerkungen: Die auch in der Salt Range, Indien, vorkommende Oboliden-Gattung *Lakhmina* von WAAGEN weist auf Unter-Cambrium. GREGORY hat die Schichten unter dem Namen „Heathcotian“ zusammengefaßt. Eine deutliche Diskordanz mit dem Unter-Silur ist nachweisbar.

Fundorte: Dooki und Waratah Bay?

Schichtenbeschreibung: Ohne Fossilien.

West-Australien.

Hauptfundort: Kimberley District.

Schichtenbeschreibung: Kalksteine, Sandsteine und Tonschiefer, stark diskordant auf krystalline Schiefer gelagert.

Fossilien: *Salterella Hardmani*, *Protolenus Forresti* [= *Olenellus* (?) *Forresti*].

Bemerkungen: Diese von HARDMAN entdeckten, aber geographisch schlecht lokalisierten Schichten entsprechen dem von BROWN und mir im Nord-Territorium entdeckten Unter-Cambrium. Angeblich sollen die Kimberley-Kalkschichten sich nordwärts bis zur Küste erstrecken.

Tasmanien.

Hauptfundorte: Caroline Creek Beds von dem Mersey River District und Florentine Valley, Tiger Range.

Schichtenbeschreibung: Feinkörnige und metamorphische Sandsteine.

Fossilien: *Ptychoparia Stephensi*, *Dikelocephalus tasmanicus*, *Ophileta* sp., *Asaphus* sp.

Das Silur.

Wie in Skandinavien und im Staate von New York zeigt auch die Silurentwickelung in Australien einen Gegensatz zwischen der Facies der Graptolithen-Schiefer und der der Kalk-Sandsteinschichten. Graptolithen-Schiefer sind, abgesehen von einigen Diplograpten aus Neu-Süd-Wales, durch die Untersuchungen von MC COY vor allem aus Victoria bekannt geworden und stimmen in ihrer Aufeinanderfolge mit den wohl erforschten Stufen des europäischen und nordamerikanischen Silurs überein.

Das tiefste Unter-Silur, der *Phyllograptus*-Schiefer, ist wie auf der Nord-Hemisphäre durch *Phyllograptus*, *Tetragraptus*, *Loganograptus* und *Temnograptus* gekennzeichnet.



Fig. 5.
Übersichtskarte der Vorkommen von Silur in Australien.

Süd-Australien und Nord-Territorium.

1. Südliche Mac Donnell Ranges. 2. Nördliche Musgrave Ranges: Mounts Connor und Olga, Ayers Rock, Alannah Hill. 3. Mount Kingston Range. 4. Basedow- und Kernot Range. 5. Chambers Bluff, Mounts Chandler und John, Indulkanna. 6. Westlich Lake Torrens. 7. Victoria und Fitzmaurice Rivers-Gebiet, Macadam Range.

Victoria.

8. Ballarat. 9. Bendigo und Castlemaine. 10. Inglewood. 11. Maryborough und Stawell. 12. Beechworth. 13. Gippsland. 14. Mitta Mitta und Omeo.

Neu-Süd-Wales.

15. Cadia. 16. Lachlan River-Gebiet. 17. Murrumbidgee River-Gebiet. 18. Cobar. 19. Yass Plains und Bowning. 20. Delegete. 21. Wellington. 22. Mittagong. 23. Yalwal. 24. Moruya. 25. Mudgee.

Victoria.

26. Melbourne. 27. Kilmore und Lancefield. 28. Yarra Basin. 29. Cape Liptrap und Waratah Bay. 30. Georgina und Burke Rivers District.

West-Australien.

31. Kimberley. 32. Stirling Range.

Das mittlere, der englischen Llandeilo-Stufe entsprechende Silur wird vor allem durch das Leitfossil *Coenograptus gracilis* gekennzeichnet. Von den Gattungen der Axonophoren treten *Diplograptus* und *Climacograptus* schon im tieferen Unter-Silur auf, beherrschen jedoch im Ober- und Unter-Silur durch Häufigkeit und Mannigfaltigkeit der Entwickelung die Fauna. Somit sind die australischen Arten wahrscheinlich auch zum oberen Unter-Silur zu rechnen. *Dicranograptus ramosus* kennzeichnet vornehmlich das obere Unter-Silur.

Die obersilurische Graptolithen-Fauna ist weniger mannigfaltig, aber doch auch durch die beiden weltweit verbreiteten Arten *Monograptus priodon* und *Retiolites* vertreten. Auch die kalkigen und sandigen Schichten des australischen Silurs entsprechen in ihrer Fauna der besonders im Ober-Silur über die ganze Welt verbreiteten Entwickelung.

Die aus Brachiopoden, Trilobiten und Endoceren bestehende Fauna in Süd-Australien erinnert nur entfernt an Vorkommen des mittleren Ober-Silurs der Nord-Hemisphäre (Grès de May). Hingegen zeigen schon die Fossillisten der Schichten von Victoria und Neu-Süd-Wales, daß die staunenswerte Einheitlichkeit der die Nord-Hemisphäre bevölkernden Meeresfauna sich auch auf Australien erstreckt. Selbst wenn eine Revision der Arten die Beschreibung neuer Lokalspezies bedingen sollte, würde das Gesamtbild der Fauna dadurch nicht wesentlich geändert werden. Die in England, Böhmen, Skandinavien und Nordamerika vorkommenden obersilurischen Trilobitengattungen, die oblongen Pentameren im unteren Ober-Silur und die Gruppe des *Pentamerus* (*Conchidium*) *Knighti* in der Oberstufe sind über die ganze Welt verbreitet.

Die Berühmtheit des australischen Silurs (Neu-Süd-Wales und Victoria) beruht vor allem auf seinen goldführenden Schiefern.

Unter-Silur.

Süd-Australien und Zentral-Australien.

Hauptfundorte: Gebiet südwestlich der Mac Donnell Ranges; Basedow- und Kernot Ranges; Gebiet nördlich der Musgrave Ranges: Mounts Connor und Olga, Ayers Rock, Alannah Hill; Mount Kingston Range; südlich der Musgrave Ranges: Chambers Bluff, Mounts Chandler und John, Indulkanna und Ewintianna. Gebiet westlich von Lake Torrens?

Schichtenbeschreibung: Feinkörnige und metamorphische Sandsteine mit Geröllen, sandige Tone und Schiefertone, Kalksteine der westlichen Mac Donnell-Kette (Mareena Bluff).

Fossilien: *Orthis levisiensis, Palaearca Watti, Isoarca Etheridgei, I. corrugata, Ophileta Gilesi, Raphitoma Brownii, Orthoceras Gossei, Endoceras arenarium, Actinoceras Tatei, Asaphus Thorntoni, A. illarensis.*

Bemerkungen: Die Bestimmungen der Fossilien, die vorwiegend aus dem Sandstein und sandigen Tonen der Mac Donnell Ranges stammen, sind von TATE in der „Palaeontology" der Horn-Expedition gemacht worden. Die Fauna scheint der Mitte des Untersilurs zu entsprechen.

Nord-Territorium.

Hauptfundorte: Victoria- und Fitzmaurice Rivers-Gebiet, Macadam Ranges; Beatrice und Manton Hills?

Schichtenbeschreibung: Feinkörnige und metamorphische Sandsteine mit Geröllen, und Schiefertone.

Bemerkungen: Die Schichten enthalten Hornstein-Knollen, die vielleicht auf Radiolaria deuten, sonst sind bisher keine Fossilien entdeckt worden.

Victoria.

Fundorte: Die sogenannten goldführenden Schiefer (auriferous slates) von West-Victoria; die bekanntesten Gebiete sind Maryborough, Stawell, Inglewood, Ballarat, Bendigo, Castlemaine, Beechworth, Crooked River und südöstlicher Teil von Gippsland.

Schichtenbeschreibung: Blaue Schiefer, Tonschiefer, sandige Tonschiefer und Schiefertone, fein- und grobkörnige Sandsteine, bei Stawell und östlich von Beechworth stark metamorph.

Fossilien: *Diplograptus mucronatus, D. (Petalograptus?) palmeus, D. pristis, D. caduceus, Didymograptus extensus* cf. *D. patulus, D. (Isograptus) gibberulus, Tetragraptus quadribrachiatus, T. fructicosus, T. bryonoides, T. Headi, Dichograptus (Clonograptus) Thureaui, D. octobrachiatus, D. (Loganograptus) Logani, Dicranograptus (Cladograptus) ramosus, D. furcatus, D. flexilis, Coenograptus gracilis, Phyllograptus typus, P. ilicifolius, Climacograptus bicornis, C. rectangularis, Temnograptus magnificus, Siphonotreta micula, Lingulocaris Maccoyi, „Cardium" gippslandicum.*

Bemerkungen: Die Schichten entsprechen auf Grund ihrer Graptolithenfauna dem höheren und tieferen Unter-Silur und wurden nur von dem Ober-Silur infolge des steileren Einfallens, ihrer stärkeren Faltung und ihrer Schieferung getrennt.

Die Graptolithen sind zuerst von F. MC COY in lobenswerter Weise bestimmt worden (Geol. Surv. Victoria, Decades 1874). In der Lethaea palaeozoica I. hat FRECH die Listen im Lichte der neueren Forschungen revidiert.

Fundorte: Ursprungsgebiete des Murray River, Omeo und Mitta Mitta.

Schichtenbeschreibung: Eingelagerte Kalksteine, deren Schichten in krystalline Schiefer übergehen.

Neu-Süd-Wales.

Fundorte: Cadia, Lyndhurst.

Schichtenbeschreibung: Schiefer mit eingelagerten Tuffen.

Fossilien: *Diplograptus* sp., *Climakograptus* sp., *Agnostidae*, *Hyolithes*.

Bemerkungen: WILKINSON betrachtete 1887 die krystallinen Schiefer, Sandsteine und Schiefer der Barrier Ranges als Unter-Silur oder älter.

Fundort: Murrumbidgee District?

Schichtenbeschreibung: Metamorphische Sandsteine und Schiefer, die den Victoria-Schichten gleichstehend betrachtet werden; Fossilien sind bisher nicht in ihnen gefunden worden.

West-Australien.

Hauptfundorte: Stirling Range, nördlich von Albany; Mount Barren; Leopold- und Müller Ranges, Kimberley.

Schichtenbeschreibung: Fein- und grobkörnige metamorphische Sandsteine mit Geröllen, und Schiefertone mit vielen kleinen und großen Quarzgängen.

Die Schichten sind stark gefaltet und verworfen.

Bemerkungen: Fossilien sind bisher nicht entdeckt worden.

Den Beschreibungen von HARDMAN, WOODWARD, MAITLAND und JACK nach zu urteilen, korrespondieren diese Schichten mit den von BROWN und mir als Ordovician (Unter-Silur) bezeichneten Schichten im Nord-Territorium (Macadam Range usw.).

Tasmanien:

Fundorte: Im Norden und Osten der Insel: Beaconsfield und Lisle im Tamar Valley.

Schichtenbeschreibung: Graptolithen-Schiefer.

Bemerkungen: Definierbare Leitfossilien fehlen noch, infolgedessen ist die Altersbestimmung der Schichten dürftig.

Fundorte: Gordon River, West-Tasmanien.

Schichtenbeschreibung: Sandstein, Schiefer, Kalksteine und Gerölle.

Bemerkungen: Am Gordon River sind bekannt: *Rhynchonella*, *Orthis*, *Raphistoma*, *Euomphalus*, *Murchisonia* und einige mehr.

Ober-Silur.

Tasmanien.

Hauptfundort: Eldon Valley.

Schichtenbeschreibung: Tonschiefer und sandige Tonschiefer mit Orthiden und *Calymene*.

Fundort: Fingal.

Schichtenbeschreibung: Schiefer.

Fundorte: Dial Range und nordwestliche Küstengebiete.

Schichtenbeschreibung: Konglomerate.

Fossilien: *Favosites grandipora*, *Cornulites tasmanicus*, *Rhynchonella decimplicata*, **R. capax*, *R. borealis*, *R. cuneata*, *Strophodonta* sp., *Pentamerus galeatus*, *P. Knighti*, *P. tasmaniensis*, *Leptodomus* (?) *nuciformis*, *Murchisonia* sp., *Eunema Montgomerii*, **Raphistoma* sp., *Cromus Murchisoni*, **Asaphus* sp., **Illaenus Johnstoni*, **Amphion* (?) *brevispinus*, *Dalmania* (*Hausmannia*) *meridiana*.

Die in der vorstehenden Liste mit * versehenen Fossilien gehören dem Unter-Silur an.

Fundort: Queen River I.

Schichtenbeschreibung: Sandstein und Kalkstein mit *Rhynchonella*, *Platystrophia biforata*, *Orthis alternata*, *O. flabellum*, *Strophomena*, *Orthisina hemispherica*, *Pentamerus tasmaniensis*, *Tentaculites*.

Fundort: Queen River II.

Schichtenbeschreibung: Talkschiefer und grobkörnige Sandsteine mit *Calymene*.

Fundort: New River.

Schichtenbeschreibung: Kalkstein mit *Arachnophyllum* (*Strombodes*).

Bemerkungen: Die tasmanische Formation zerfällt in zwei Abschnitte, einen oberen, die sogenannte „Fingal Series", bestehend aus den Schichten von Fingal, Eldon Valley und Dial Range, und einen tieferen, die sogenannte „Queen River Series" inklusive New River. Die beiden „Series" sind durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, und die Gerölle des Konglomerats in der Dial Range enthalten Fossilien aus den Schichten von Queen River I.

Victoria.

Fundorte: Melbourne, Kilmore, Yarra Basin.

Schichtenbeschreibung: Glimmerhaltige Sandsteine, Tonschiefer, sandige Tonschiefer und Graptolithen-Schiefer des mittleren Ober-Silurs mit *Monograptus* und *Retiolites*.

Fundorte: Cape Liptrap und Waratah Bay, Süd-Gippsland; Gebiet zwischen Latrobe und Macallister Rivers, Nord-Gippsland.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine, Glimmerschiefer, Kalksteine und Konglomerate.

Fossilien: *Favosites grandipora*, *Protaster brisingioides*, *Urasterella Selwyni*, *Palaeaster meridionalis*, *Pestraster Smythii*, *Rhynchonella decemplicata*, *Nucleospira australis*, *Strophomena rhomboidalis*, *Spirifer plicatellus*, *S. reticularis*, *S. sulcatus*, *Trematospira formosa*, *T. liopleura*, *Pentamerus australis*, *Conocardium costatum*, *C. bellulum*, *Trematonotus Pritchardi*, *Cyclonema australis*, *C. lilydalensis*, *Oriostoma Northii*, *Forbesia euryceps*, *Palaeoniso Brazieri*, *Orthoceras bullatum*, *O. striatopunctatum*, *O. capillosum*, *O. lineare*, *O. ibex*, *Lichas australis*, *Homalonotus Harrisoni*, *Phanerotrema australis*, *Scalaetrochus Lindstromi*, *Monograptus priodon*.

Bemerkungen: Die Gesteine sind denen des Unter-Silurs ganz ähnlich, enthalten jedoch Kalksteine und Kalkgerölle, wie beispiels-

weise bei Yering (Lilydale), Thomson, Gibbo und Limestone River in Gippsland.

Die Schichten verlaufen im Osten einer Linie, die sich westlich von Melbourne, Plenty River, Merri Creek, Kilmore und Heathcote erstreckt; doch tritt Unter-Silur auch an der östlichen Grenze bei Deddic River zum Vorschein. Australische Geologen unterscheiden zwei „Serien“: eine ältere, die sogenannte „Melbournian“ oder „Graptolite Series“, und eine jüngere oder „Yeringian Series“.

Die Cathedral- und Grampian-Gebirge gehören wahrscheinlich derselben Formation an, haben jedoch bisher noch keine Fossilien geliefert.

Neu-Süd-Wales.

Fundorte: Hauptsächlich in den Quellengebieten der Murrumbidgee- und Lachlan-Flüsse westlich der Wasserscheide zu beiden Seiten des südlichen Küstengebirges.

Schichtenbeschreibung: Konglomerate, Sandsteine, Kalksteine, Schiefer, sandige Tonschiefer, zum Teil stark gefaltet und bei Bathurst metamorphisch verändert. Vielfach von Granit und Porphyrgängen durchsetzt.

Fundorte: Cobar, Mudgee, Yass Plains.

Schichtenbeschreibung: Die Schichten sind reich an Trilobiten, Brachiopoden und Korallen; ihre Mächtigkeit beträgt 2000 engl. Fuß.

Fundorte: Yarralumba, Silverdale und Bowning.

Schichtenbeschreibung: Sandige Tonschiefer mit Trilobiten und Graptolithen.

Fundorte: Delegete und Colalamine.

Schichtenbeschreibung: Korallen- und *Pentamerus*-Schichten.

Fundorte: Wellington und Cavan.

Schichtenbeschreibung: *Tentaculites*- und *Halysites*-Schichten.

Fundorte: Yalwal, Marulan, Mittagong und Moruya.

Schichtenbeschreibung: Schiefer und Kalksteine.

Fossilien: *Retiolites australis*, *Cyathophyllum articulatum*, *C. binum*, *Ptychophyllum patellatum*, *Omphyma Murchisoni*, *Rhyzophyllum australe*, *R. interpunctatum*, *Cystiphyllum siluriense*, *Spirophyton cauda-phasiani*, *Favosites aspersa*, *F. Forbesi*, *F. fibrosa*, *F. multipora*, *Alveolites repens*, *A. septosa*, *A. rapa*, *Aulopora fasciculata*, *Halysites escharoides*, *Propora tubulata*, *Striatopora australica*, *Pholidophyllum* („*Tryplasma*“) *Lonsdalei*, *Monticulipora Bowerbanki*, *M. pulchella*, *Heliolites Clarkei*, *H. Murchisoni*, *H. megastoma*, *Plasmopora petaliformis*, *Stromatopora striatella*, *Orthis canaliculata*, *O. elegantula*, *Strophonema pecten*, *S. forniculata*, *S. filosa*, *Leptaena compressa*, *L. quinquecostata*, *L. rhomboidalis*, *Chonetes striatella*, *Spirifer crispus*, *S. hemisphericus*, *Atrypa*, *Retzia Salteri*, *Meristella tumida*, *Pentamerus australis*, *P. hospes*, *P. Knighti*, *P. costatus*, *P. pumilus*, *P. linguifer*, *Pterinea ampliata*, *P. laminosa*, *P. pumila*, *Anodontopsis australis*, *Bellerophon Jukesii*, *Euomphalus pleurophirus*, *E. solarioides*, *Omphalotrochus Clarkei*, *For-*

besia euryceps, Palaeoniso Darwini, P. Brazieri, Arachnophyllum (Strombodes) diffluens, Tentaculites sp., *Conularia Sowerbii, Entomis pelagica, Lichas palmata, Bronteus goniopeltis, B. Partschi, Calymene Blumenbachi, Cheirurus insignis, Illaenus Wahlenbergianus, Phacops longicaudata, P. latifrons, P. fecundus, Dalmania caudata, Encrinurus Barrandei, E. punctatus, E. (Cromus) bohemicus, E. (Cromus) Murchisoni, Staurocephalus Murchisoni, S. Clarkei, Proetus Stokesi.*

Bemerkungen: Diese Schichten bilden das höchste Ober-Silur oder das sogenannte Siluro-Devon australischer Geologen. (ETHERIDGE).

FRECH zeigt (Neues Jahrb. Min. 1894, II, S. 440), daß tatsächlich das ältere Palaeozoicum der Südhemisphäre eine weitgehende faunistische Übereinstimmung mit dem Silur und Devon Europas zeigt. Auf höheres Ober-Silur weist *Pentamerus Knighti* aus Tasmanien und Neu-Süd-Wales, *P. linguifer* und *P. hospes*, während tiefes Ober-Silur in Victoria (etwa gleich dem May Hill-Sandstein) durch *Pentamerus australis* angedeutet wird, der die australische Lokalvarietät des in Europa und Nordamerika weit verbreiteten *P. oblongus* darstellt.

Queensland.

Die angeblichen Silurschichten von den Georgina- und Burke River-Distrikten in Queensland sind unbestimmt.

Devon.

Das australische Devon ist mit Ausnahme der obersten landpflanzenführenden Sandsteine rein marin. Das unmittelbar mit dem Silur verbundene, aber paläontologisch keineswegs gesicherte Unter-Devon? (Siluro-Devonian) besitzt nur geringe Verbreitung in Neu-Süd-Wales. Andererseits hängen wiederum die marinen Kalke des Ober- und Mittel-Devons eng zusammen und deuten durch ihre bekannten europäischen Leitfossilien auf die allgemeine Verbreitung einer Meeresfauna des mittleren Ober-Devon hin. Tieferes Mittel-Devon, Vertreter der *Calceola*-Stufe, fehlt, und diese Lücke scheint der Diskordanz zwischen tieferem und höherem Devon zu entsprechen.

Die obersten Schichten des Ober-Devons gehen ohne sichtliche Diskordanz in das Carbon über.

Mittel-Devon.

Victoria.

Fundorte: Tabberabbera und Cobannah.

Schichtenbeschreibung: Schieferton und Quarzit; Schichten stark gefaltet.

Fundorte: Buchan und Bindi; Thomson und Mitchell Rivers.

Schichtenbeschreibung: Kalkstein.

Fundort: Snowy River.

Schichtenbeschreibung: Quarz-Porphyrit.

Fossilien: *Favosites Goldfussi*, *Stromatopora concentrica*, *Chonetes australis*, *Atrypa reticularis*, *Spirifer yassensis*, *S. Howitti*, *Phragmoceras subtrigonum*, *Asterolepis australis*.

Bemerkungen: Vulkanische Tuffe überlagern das Silur und werden als Unter-Devon angesehen. Sie liegen unter den mitteldevonischen



Fig. 6.
Übersichtskarte der Fundorte von Devon in Australien.

Victoria.
1. Süd-Gippsland. 2. Mansfield, Quellengebiete der Broken- und Delatile-Flüsse. 3. Tambo. 4. Snowy River. 5. Thomson River. 6. Grampian Mountains.

Neu-Süd-Wales.
7. Turon River. 8. Mudgee und Cudgegong River. 9. Wellington. 10. Molong. 11. Lachlan River-Gebiet und Grenfell. 12. Goulburn. 13. Adelong-Goldfeld. 14. Araluen-Goldfeld. 15. Bombala- und Wolumla-Distrikte. 16. Cobar.

Queensland.
17. Fanning und Burdekin Downs. 18. Burdekin River. 19. Townsville.

West-Australien.
20. King Leopold Ranges, Südwest. 21. Albert Edward Range. 22. Osmond Range. 23. Ord River. 24. Wyndham. 25. Hunter und Marble Islands in der Northumberland-Gruppe.

Kalksteinen. Die Grampian-Sandsteinschichten, welche eine Verwerfung von 2000 engl. Fuß in südöstlicher Richtung erlitten haben, werden zu dem oberen Palaeozoicum gerechnet, obgleich bisher keine Fossilien aus ihnen bekannt sind; es ist wahrscheinlich, daß die Cathedral Range gleichen Alters ist.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Turon und Cudgegong Rivers, Mudgee; Wellington und Molong-Distrikte; Cobar; Lachlan River-Gebiet und Grenfell; Goulburn, Bombala- und Wolumla-Distrikte; Adelong- und Araluen-Goldfelder.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine.

Fossilien: *Amplexus Selwyni*, *Cyathophyllum* (*Campophyllum*) *Gregorii*, *C. dammoniense*, *C. vermiculare*, *C. ceratites*, *C. helianthoides*, *C. caespitosum*, *C.* (*Diphyphyllum*) *Porteri*, *Endophyllum* (*Lonsdaleia?*) *bipartita* cf. *E. hexagonum*, *Phillipsastrea Verneuili*, *Favosites alveolaris*, *F. fibrosa*, *F. basaltica*, *F. polymorpha*, *F. reticulata*, *Alveolites obscurus*, *A. subaequalis*, *Coenites expansus*, *Syringopora auloporoides*, *S. caespitosa*, *S. fascicularis*, *Chaetetes lycoperdon*, *Heliolites porosus*, *Rhynchonella cuboides*, *R.* „*pleurodon*“, *R. pugnus*, *Discina alleghania*, *Orthis interlineata*, *O. striatula*, *Leptaena interstrialis*, *L. nobilis*, *L. subaequicostata*, *Strophalosia productoides*, *Atrypa desquamata*, *A. plicatella*, *Spirifer cabedanus* (?), *S. disjunctus*, *S. latisinuatus*, *S. nuda* (*S.* var. *Paillettei*), *S. multiplicatus*, *S. glinkanus*, *Pentamerus pumilus*, *Pterinaea laminosa*, *Aviculopecten Clarkei*, *A. Etheridgei*, *A. Macleayi*, *Tellinomya Clarkei*, *Paracyclas elliptica*, *Conocardium Sowerbyi*, *Dentalium antiquum*, *Bellerophon convolutus*, *Pleurotomaria subconica*, *Murchisonia granifera*, *M. subangulata*, *M. turris*, *M. Verneuiliana*, *Euomphalus Bigsbyi*, *Natica cirriformis*, *Loxonema anglicum*, *L. depertitum*, *L. sulculosum*, *L. antiquum*, *L. hennatrianum*, *Niso* (?) *Darwini*, *Cyrtoceras textile*, *Orthoceras lineare*, *O. subdimidiatum*.

Bemerkungen: Einige der angegebenen Brachiopoden und Korallen deuten auf unteres Ober-Devon hin.

Frech schreibt (Neues Jahrb. Min. 1894, II, S. 364) bezüglich der Korallen aus den Murrumbidgee- und Yass-Distrikten, daß sie in jeder Hinsicht an das europäische Ober-Devon erinnern, nämlich, daß *Phillipsastrea Currani* und *P. Walli* an *P. Kunthi* bzw. *P. Bowerbanki* erinnern, *Cyathophyllum Mitchelli* gleicht *C. boloniense* bzw. *C. rugosum*, hingegen gehört das sogenannte *Heliophyllum yassense* zur Gruppe des *Cyathophyllum helianthoides*, welches vornehmlich im Mittel-Devon, seltener im Ober-Devon vorkommt.

Nach Frech deutet auch *Pentamerus brevirostris* auf Mittel-Devon hin (a. a. O. S. 440).

Queensland.

Hauptfundorte: Burdekin, Clarke und Broken Rivers, Fanning und Burdekin Downs; Reid Gap bei Townsville; Hunter und Marble Islands (Northumberland-Gruppe).

Schichtenbeschreibung: *Favosites*-Kalksteine mit eingelagerten Geröllen.

Fossilien: *Cyathophyllum* (*Campophyllum*) *Gregorii*, *Favosites gothlandicus*, *F.* (*Pachypora*) *meridionalis*, *Alveolites alveolaris*, *A. robustus*, *Striatopora uniseptata*, *Amplexopora Konincki*, *Araeopora australis*, *Autopora repens*, *Heliolites porosa*, *H. Daintreei*, *H. Nicholsoni*, *H. plasmoporoides*, *Rhynchonella primipilaris*, *Orthoetes umbraculum*, *Athyris concentrica*, *Atrypa desquamata*, *A. reticularis*, *Spirifer curvatus*, *S. euryglossus*, *Pentamerus pumilus*, *P. brevirostris*, *Gyroceras Philpi*, *Dicranophyllum australicum.*

Bemerkungen: Diese Schichten stehen den mitteldevonischen Kalksteinen von Bindi und Buchan in Victoria gleich, liegen aber tiefer als die oberdevonischen Schichten von Tynana.

Ober-Devon.

Victoria.

Hauptfundorte: Süd-Gippsland: Iguana Creek, Ursprungsgebiete der Broken- und Delatile Rivers, Mansfield und Mount Tambo.

Schichtenbeschreibung: Horizontal geschichtete grobe und feinkörnige Sandsteine, Konglomerate und glimmerhaltige Schiefertone, reich an fossilen Pflanzen.

Fossilien: *Lepidodendron australe*, *Sphenopteris iguanensis*, *Cordaites australis*, *Archaeopteris Howitti*, *Sagenaria obovata*, *Syringodendron dichotomum*, *Glyptolepis* sp., *Gyracanthus obliquus*, *Pteraspis* (?) *Mansfieldensis*, *Eupleurosmus Creswelli*, *E. Langtreei*, *Cyclostigma mansfieldense*, *Rhytidaspis* (?) *Murrayi*, *Cosmolepis Sweetii.*

Bemerkungen: Eine deutliche Diskordanz besteht zwischen diesen Schichten einerseits und dem steil einfallenden Mittel-Devon und unteren Ober-Devon andererseits.

Die Schichten sind als etwa dem oberen Old Red Sandstone gleichstehend zu bezeichnen.

Die Gerölle dieser Formation weisen dieselben Quetscherscheinungen auf, wie sie mir von dem Nagelfluh der Schweiz durch die Freundlichkeit von Professor Heim bekannt geworden sind.

West-Australien.

Hauptfundorte: Im nordwestlichen Winkel des Staats: Südöstliche King Leopold Ranges, Mounts Huxley, Fairbairn, Bertram; Albert Edward Range; Hardman Range, Osmund Range, Mount Pitt; Ord River; Goose Hill, Wyndham.

Schichtenbeschreibung: Metamorphische fein- und grobkörnige Sandsteine mit Geröllen, Quarzit und subkrystalline Kalksteine, in denen Basalte und Aschen eingelagert sind.

Fossilien: *Cyathophyllum virgatum*, *C. depressum*, *Favosites* (*Pachypora*) *tumidus*, *Aulopora repens*, *Actinostroma clathratum*, *Stromatoporella eifeliensis*, *Spirorbis omphalodes*, *Rhynchonella pugnus*, *R. cuboides*, *Spirifer* cf. *S. Verneuili*, *Atrypa reticularis*, *Orthoceras*, *Goniatites.*

Bemerkungen: Diese Schichten wurden zuerst von Hardman in 1883—1884 auf der Kimberley-Survey-Expedition als Devon erkannt und sind als unteres Ober-Devon zu deuten (*Spirifer Verneuili*, *Rhynchonella pugnus* und *R. cuboides*).

Carbon-Dyas (Permo-Carboniferous).

Das Jungpalaeozoicum Australiens besteht aus zwei durch Fauna, Flora und Entstehungsart gänzlich verschiedenen Formationen, dem Unter-Carbon und dem sogenannten „Permo-Carboniferous". Diese Bezeichnung ist nicht recht geeignet, da der Name Permo-Carboniferous ursprünglich für Grenzschichten aufgestellt worden ist, die dem obersten Carbon oder der untersten Dyas angehören. In Australien fehlt jedoch das Ober-Carbon gänzlich, da um diese Zeit eine mächtige Faltungsperiode den Osten ergriff. Wollte man für das australische Permo-Carbon eine zusammenfassende Bezeichnung wählen, so wäre hier nur Upper Palaeozoic möglich. An der unzutreffenden Benennung sind wohl in erster Linie DE KONINCKs Bestimmungen schuld. Daß in dem „Carbonifère" DE KONINCKs Unter-Carbon und Dyas einbegriffen waren, wurde unabhängig von ETHERIDGE und FRECH nachgewiesen, obwohl ETHERIDGE die Priorität besitzt. Das häufig pflanzenführende Unter-Carbon bildet die Fortsetzung der oberdevonischen, ebenfalls durch Landpflanzen und marine Fauna gekennzeichneten Schichten.

Nord-Territorium von Süd-Australien.

Hauptfundorte: Küstengebiete von Daly River bis Macadam Range: Cape Ford, Anson Bay; Cape Dombey, Hyland Bay; Fossil Head, Treachery Bay; 12 Meilen südlich der Mündung des Fergusson in Daly River; 4 Meilen westlich von Mount Hayward.
Roper River.

Schichtenbeschreibung: Fein- und grobkörnige und Glimmer-Sandsteine, Schiefertone und lithographische Kalksteine und kohlenhaltige Tone, reich an Eisensteinablagerungen.
Schichtung, im ganzen genommen, horizontal.

Fossilien: *Nubecularia Stephensi*, *Cornuspira involvens*, *Dybowskiella Geei*, *Streblotrypa Brownii*, *Polypora Smithii* (?), *P.* sp., *Fenestella bicellulata*, *F. plebeia*, *Rhombopora Hindei*. *Ramipora* sp., *Orthothetes perfidia badensis*, *Strophalosia Jukesii* (?), *Chonetes Pratti* (?), *Aulosteges Baracoodensis*, *Spirifer Musakheylensis*, *Oriocrassatella Stokesi*, *Aviculopecten* (?) *Hardmani*, *A. tenuicollis*, *Nuculana Basedowi*, *N. Waterhousei* (?), *Bellerophon costatus*, *Bucania Emerii*, *Ptychomphalina humilis*, *Pleuronautilus* (?) *multicostatus*, *Glossopteris* sp.

Bemerkungen: Die Formation wurde von STOKES bei Fossil Head während der Admiralitätsküstenaufnahme Australiens in 1829 entdeckt.
BROWN und ich haben die Grenzen der Schichten in 1905 weit verfolgen und feststellen können. Bei Port Keats ist eine Tiefbohrung bis 1142 engl. Fuß in dieser Formation vorgenommen worden.



Fig. 7.
Übersichtskarte der Carbon-Dyas-Fundorte Australiens.

Nord-Territorium.
1. Daly River. 2. Hyland Bay, Port Keats. 3. Fossil Head. 4. Mündung des Fergusson in Daly River. 5. Roper River.

Victoria.
6. Bacchus Marsh. 7. Avon River. 8. Mansfield District, nördlich vom Dividing Range.

Neu-Süd-Wales.
9. Lochinvar. 10. Newcastle. 11. Port Macquarie. 12. Maitland. 13. Greta. 14. Katoomba. 15. Hartley. 16. Wollongong. 17. Kiama. 18. Lithgow. 19. Mittagong. 20. Tamworth. 21. Inverell. 22. Dumaresq River. 23. Warialda. 24. Dubbo District. 25. Bateman's Bay. 26. Gulgong. 27. Port Stephens. 28. Stroud.

Queensland.
29. Drummond Range. 30. Broken River. 31. Gilbert-Goldfeld. 32. Don River. 33. Gympie. 34. Bowen. 35. Rockhampton. 36. Langmorn. 37. Palmer. 38. Cooktown. 39. Cairns und Watsonville. 40. Chillagoe 41. Yarrol. 42. Mackay. 43. Nebo-Goldfeld und Lenton Downs. 44. Logan Downs. 45. Clermont. 46. Townsville. 47. Brisbane. 48. Brackers Creek District.

West-Australien.
49. Bastion Range. 50. Prince Regent River. 51. Kimberley. 52. Fitzroy River. 53. Fortescue River. 54. Ashburton River. 55. Minilya River. 56. Gascoyne River. 57. Wooramel River. 58. Murchison River. 59. Greenough und Irwin Rivers. 60. Collie. 61. Donnelly River?

Süd-Australien.
62. Halletts Cove? und Inman Valley?

Es ist noch unbestimmt, ob die Glazialablagerungen bei Halletts Cove und auf Yorke Peninsula und Kangaroo Island dyadischen Alters sind. Sie haben bisher keine Fossilien geliefert, sind aber in vieler Hinsicht der Bacchus Marsh-Formation von Victoria sehr ähnlich.



Fig. 8.
Landschaftsbild der sog. „permocarbonischen" Gletscherablagerungen bei Hallett's Cove, Süd-Australien.

Im Vordergrund, links, ist eine harte, unterminierte miocäne Kalksteinschicht sichtbar, die direkt den Gletscherschutt diskordant überlagert. Über dem Miocän liegen pliocäne und rezente Tone und Mergel. Der Gletscherschutt liegt auf einer geschrammten und polierten Fläche von präcambrischen Schichten, die nicht auf dem Bilde zu sehen ist. Im Hintergrund Cape Marion.

Victoria.

Fundort: Mansfield.

Schichtenbeschreibung: Schiefertone und rote Sandsteine.

Fossilien: *Lepidodendron australe*, *Acanthodes australis*, *Ctenodus breviceps*, *Elonichthys gibbus*, *E. Sweeti*.

Bemerkungen: Es besteht keine Diskordanz zwischen diesen Fisch- und Pflanzen-Schichten und dem Devon. Folglich sind letztere erst vor kurzem als carbonisch erkannt worden.

Fundort: Bacchus Marsh.

Schichtenbeschreibung: Konglomerate mit deutlichen Spuren einer Vergletscherung.

Bemerkungen: Die obersten Sandsteine der Bacchus Marsh-Formation, die als Permo-Carbon betrachtet wird, enthalten *Gangamopteris angustifolia*, *G. spatulata* und *G. obliqua*.

Fundort: Snowy Bluff.

Schichtenbeschreibung: *Rhacopteris*schichten.

Fundorte: Avon River, nordwärts bis über die Dividing Range.

Schichtenbeschreibung: Sandstein-Schichten mit *Lepidodendron australe.*

Neu-Süd-Wales.

Fundorte: Im wesentlichen umfaßt das Carbon-Dyas-System von Neu-Süd-Wales die Küstengebiete von Port Macquarie bis Newcastle und innerhalb der Grenzlinien: Newcastle, Tamworth, Inverell, Dumaresq River, Dubbo W., Gulgong bis Shoalhaven River und Batemans Bay, doch ist es vielfach von der Trias und Basalten überlagert.

Fossilien: *Nubecularia Stephensi*, *Serpula testatrix*, *Fenestella fossula*, *F. internata*, *F. multiporata*, *Orthis australis*, *O. resupinata*, *Spirifer convolutus*, *Athyris Roysii*, *Nuculana Waterhousei*, *N.* (?) *Darwini*, *Entomis Jonesi*, *Cythere impressa*, *Bairdia affinis*, *B. curtus*, *Griffithides Sweeti.*

Bemerkungen: Die überaus reichen permo-carbonischen Kohlenablagerungen erstrecken sich über ein Gebiet von 25,000 engl. Quadratmeilen. Verschiedene Flöze messen 20 bis 27 engl. Fuß. Die Formation ist vielfach von Granitgängen durchsetzt.

Fundorte: Newcastle, Bulli, Mittagong, Lithgow und Illawarra District.

Schichtenbeschreibung: „Obere Kohlenflöze“ oder „Newcastle Series“. Mächtigkeit 500 bis 1200 engl. Fuß.

Bemerkungen: Mesozoische Flora stark vertreten, hauptsächlich durch *Glossopteris.*

Fundort: Dempsey.

Schichtenbeschreibung: „Dempsey-Schichten“. Mächtigkeit 2000 engl. Fuß.

Fundorte: Tomago, Inverell, Rathluba und East Maitland.

Schichtenbeschreibung: „Tomago- oder East Maitland-Kohlenflöze“. Mächtigkeit 700 engl. Fuß.

Fundorte: Wollongong, Kiama.

Schichtenbeschreibung: „Obere marine Schichten“ mit groben Geröllen und erratischem Granit. Mächtigkeit 5000 engl. Fuß.

Fundorte: Hartley, Joadja und Katoomba.

Bemerkungen: „Torbanit-Schichten.“

Fundorte: Greta, Stony- und Anvil Creek, West Maitland und Clyde-River-Kohlenflöze.

Schichtenbeschreibung: „Untere“ oder „Greta-Kohlenflöze“. Mächtigkeit 130 engl. Fuß.

Bemerkungen: Die Fauna ist paläozoisch, die Flora mesozoischen Charakters: *Glossopteris Browniana*, *Phyllotheca australis*, *Vertebraria* und *Gangamopteris.*

Fundort: Lochinvar.

Schichtenbeschreibung: „Untere marine Schichten“, Tuffe und Andesite, Schiefertone, Sandsteine mit gletschergeschrammten Geröllen.

Bemerkungen: Fauna streng paläozoisch.

Fundorte: Smith Creek, Stroud und Port Stephens.

Schichtenbeschreibung: Schiefertone, sandige und feldspatreiche Schiefertone und Sandsteine mit Geröllen: Die sogenannte „*Lepidodendron*“ oder „*Rhacopteris* Series“.

Fossilien: *Spirifer pinguis*, *Archaeopteris Wilkinsoni*, *Lepidodendron Volkmannianum*, *L. dichotomum*, *L. Veltheimianum*, *Rhacopteris inaequilatera*, *R. intermedia*, *R. septentrionalis*, *Calamites*, *Cyclostigma australe*.

Bemerkungen: Die Fauna scheint typisch carbonisch zu sein, mit paläozoischen Pflanzen, Crinoiden und Brachiopoden. Im Stroud-Gebiet besitzen die Schichten eine Mächtigkeit von 10000 engl. Fuß. Sie enthalten viele Feuersteinknollen mit Abdrücken von *Rhacopteris*.

Im Copeland District kommen goldtragende Quarzgänge vor; aber die Kohlenflöze sind untauglich.

Queensland.

Fundort: Drummond Range, Zentral-Queensland.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine der sogenannten *Rhacopteris* Series. Mächtigkeit 2000 engl. Fuß.

Fundorte: Broken River bis Gilbert-Goldfelder (Gilberton), Nord-Queensland.

Schichtenbeschreibung: Feldspatreiche Sandsteine und sandige Schiefertone der sogenannten „Star River Series“, mit *Lepidodendron Veltheimianum*, *L. australe*, *Cyclostigma australe*, *Calamites varians*, *C. radiatus*, *Asterocalamites scrobiculatus*, *Cordaites australis*, *Aneimites austriana*.

Fundort: Don River.

Schichtenbeschreibung: Tonige Kalksteine mit *Productus*, diskordant auf Devon gelagert.

Fundorte: Gympie: Palmer, Watsonville, Chillagoe, Silverfield, Mt. Albion, Rockhampton, Raglan, Yarrol, Langmorn etc., und südlich von Brisbane.

Schichtenbeschreibung: Schiefertone und Sandsteine mit *Spirifer*, *Productus*, *Aviculopecten* und *Stenopora*.

Fundorte: Bowen River Series:

Untere Stufe: Bowen, Mackay.

Mittlere Stufe: Bowen, Mackay, Nebo, Longan, Cracow Creek usw.

Obere Stufe: Bowen, Mackay, Nebo, Lenton Downs, Clermont, Cooktown, Townsville.

Fossilien: *Zaphrentis profunda*, *Phillipsia dubia*, *P. Woodwardi*, *Cladochonus tenuicollis*, *Stenopora australis*, *S. Jackii*, *S. Leichardti*, *S. Gympiensis*, *Poteriocrinus crassus*, *P. Smithi*, *Platycrinus nux*, *Granatocrinus* (?) *Wachsmuthi*, *Mesoblastus* (?) *australis*, *Tricoelocrinus Carpenteri*, *Polypora Smithi*, *Fenestella fossula*, *F. internata*, *F. multiporata*, *Lingula mytiloides*, *Rhynchonella pleurodon*, *Dielasma sacculus*, *D. cymbaeformis*, *Orthis australis*, *O. resupinata*, *Strophomena analoga*, *Derbyia senilis*, *Strophalosia Clarkei*, *S. Gerardi*, *Productus brachy-*

thaerus, P. reticulatus, P. cora, P. subquadratus. P. undatus, P. longispinus.

Reticularia lineata, Martinia subradiata, Spirifer convolutus, S. bicarinatus, S. Strzeleckii, S. trigonalis. S. Stokesi, S. vespertilio, S. tasmaniensis, S. lata, S. Clarkei, S. dubius. S. duodecimcostatus, Retzia radialis, R. lilymerensis, Athyris Roysii, A. Randsi, A. ambigua, Pterinopecten Devisii, Aviculopecten multiradiatus, A. Laurenti, A. imbricatus, Pterinea macroptera, Mytilops corrugata, Modiomorpha Daintreei, M. mytiliformis, Parallelodon costellata, Pleurophorus Randsi, Pachydomus globosus, Astartella rhomboidea, A. cytherea, Cypricardella Jackii, Conocardium australe, Chaenomya Etheridgei, C. carinata, C. acuta, C. Bowenensis, Sanguinolites concentricus, Bellerophon Stanwellensis, Bucania textilis, Porcellia Pearsi, Murchisonia carinata, M. Strzeleckiana, Platyschisma oculus, P. rotunda, Naticopsis variata, N. harpaeformis, Gyroceras dubius, Goniatites micromphalus, G. planorbiformis, Nautilus ammonitiformis, Palaeoniscus Randsi.

Bemerkungen: Etheridge hat gezeigt, daß die Fauna der Formation im ganzen genommen carbonisch ist; doch erinnern Formen wie *Strophalosia*, *Stenopora*, *Protoretepora* und *Productus horridus*-ähnliche Formen an Zechstein.

Man hat die Schichten in fünf verschiedene Stufen einzuteilen versucht: Gympie, Star und Unter-, Mittel- und Ober-Abschnitte der Bowen River Series. Die zwei erstgenannten haben eine Flora, die von jener der letzten drei abweicht. Die pflanzlichen Reste sind vergesellschaftet mit einer marinen Fauna.

West-Australien.

Hauptfundorte: Bastion Ranges bis zur Grenze des Nord-Territoriums im Westen und bis Prince Regent River im Osten; Kimberley District; Fitzroy River; Fortescue-, Ashburton-, Henry- und Minilya Rivers; Gascoyne District, Wooramel und Murchison Rivers; Greenough und Irwin Rivers; Collie River; Donelly River?

Schichtenbeschreibung: Sandsteine, Schiefertone, Kalksteine und Konglomerate, mit dicht an der Basis gelegenen Gletschergeröllen.

Die Schichten sind schwach gefaltet, doch ist der Einfallswinkel vorwiegend nach Westen. Mächtigkeit über 1600 engl. Fuß.

Fossilien: *Nubecularia Stephensi, Amplexus nodulosus, Cyathophyllum depressum, C. virgatum, Pleurophyllum australe, P. sulcatum, Hexagonella dendroidea, H.* (?) *crucialis, Stenopora tasmaniensis, Chaetetes tumidus, Pachypora tumida, Stromatopora placenta, S. concentrica* (?), *Spirorbis ambiguus, Polypora australis, Fenestella plebeia, Protoretepora ampla, Streptorhynchus crenistria, Rhynchonella pugnus, R. pleurodon, R. cuboides, Terebratula hastata* (?), *T. sacculus* (?), *Orthotetes crenistria, Orthis resupinata, Productus semireticulatus, P. giganteus, P. longispinus, P. tenuistriatus* (var. *Foordi*), *P. undatus, P. subquadratus, Strophalosia Clarkei, Reticularia lineata, Spirifer Musakheylensis, S. Hardmani* (cf. *S. ravana*), *S. latus, S. striatus, S. vespertilio, S.* cf. *crassus, Cleiothyris Macleayana, Seminula* sp., *Aviculopecten tenuicollis, Chonetes Pratti, C. hardrensis, Bellerophon costatus, Bucania Emerii* (?), *Ptychomphalina Maitlandi, P. humilis, Foraminifera, Lepidodendron* sp., *Stigmaria* sp., *Glossopteris Browniana, G. gangamopteroides.*

Bemerkungen: Die Phase der Fossilien ist „Permo-Carbon"; man hat versucht, die Formation in eine obere (Sandstein) und eine untere (Kalkstein) Schicht zu trennen.

Die Glazialablagerung erstreckt sich über eine Strecke von 60 engl. Meilen. Sie ist neuerdings von MAITLAND gründlich untersucht und aufgenommen worden.

Tasmanien.

Fundort: Obere marine Schichten, Tasmanitschichten.

Schichtenbeschreibung: Lycopoden und marine Fossilien.

Bemerkungen: Die untersten Schichten der Formation sind glazialen Ursprungs.

Fundorte: Kohlenflöze von Mersey- und Don Rivers.

Schichtenbeschreibung: *Glossopteris*- und *Gangamopteris*schichten.

Bemerkungen: Kohlenflöze messen bis zu 2 engl. Fuß.

Fundort: Untere marine Schichten.

Schichtenbeschreibung: Kalksteine, sandige Schiefertone und Konglomerate.

Bemerkungen: Am Schlusse der Periode machte sich eine beschränkte vulkanische Tätigkeit geltend durch das Eindringen von basischen Gesteinen (Alkali- und Nephelinsyenit, TWELVETREES).

Trias.

Die Trias ist, mit Ausnahme der pazifischen Inseln, Neu-Kaledoniens und Neu-Seelands, rein kontinental entwickelt und zeigt infolgedessen die größte Ähnlichkeit mit der Trias Englands und des östlichen Nordamerikas. Besonders ausgeprägt ist die Übereinstimmung mit dieser ostamerikanischen Newark-Formation, die ebenfalls reich an Eruptivdecken und bauwürdigen Kohlenflözen ist. Nur der Hawkesbury-Sandstein, eine limnisch-fluviatile Bildung, würde an europäische Vorkommen wie den Koburger Bausandstein oder den älteren Buntsandstein erinnern. Der Kohlenreichtum der australischen Trias (Leigh's Creek usw.) würde an die Südstaaten von Nordamerika und die basaltischen Eruptivdecken von Ostaustralien an die bekannten Palisarden des Hudson erinnern. In stratigraphischer Hinsicht läßt sich die australische Trias in etwa folgende Stufen einteilen: Zu unterst eine Eruptivstufe, etwa der Unter-Trias entsprechend, zweitens eine etwa der Mittel-Trias entsprechende Kohlenformation mit *Thinnfeldia*, drittens die Hawkesbury-Formation (= Keuper), viertens die rhätische Kohlenformation von Leigh's Creek.



Fig. 9.
Übersichtskarte der Vorkommen von Trias-Jura in Australien.

Süd-Australien.
1. Leigh's Creek. 2. Ooroowilanie. 3. Kopperamanna.

Queensland.
4. Cooktown. 5. Mackenzie River. 6. Styx River. 7. Westwood. 8. Rockhampton. 9. Mount Rainbow und Calleide Creek. 10. Burrum River. 11. Boxvale und Myall Downs. 12. Burnett Creek. 13. Brisbane. 14. Tivoli und Ipswich. 15. Clifton. 16. Inglewood, N.

Neu-Süd-Wales.
17. Richmond River. 18. Mount Double Duke, nördlich von Clarence River. 19. Red Rock. 20. Uralba. 21. Coal Ridge. 22. Tabulam. 23. Nord-Obelisk und Mount Leslie. 24. Lake Macquarie. 25. Kiama. 26. Marulan. 27. Quellen des Goulburn Rivers. 28. Dubbo, Ballimore und Erskine Rivers. 29. Ulimambra District. 30. Kincumber. 31. Hawkesbury River. 32. Sydney. 33. Mount Keera. 34. Lithgow und Blackheath.

Victoria.
35. Cape Patterson. 36. Western Port. 37. Moe und Morewell. 38. Warragul. 39. Cape Otway. 40. Bellarine. 41. Casterton und Coleraine.

West-Australien.
42. Moresby Range, Champion Bay.

Neu-Süd-Wales.
43. Talbragar.

Trias-Jura.

Süd-Australien.

Hauptfundort: Leigh's Creek.

Schichtenbeschreibung: Schiefertone mit Braunkohle; dünne Schichten von Kalksteinen und Sandsteinen mit Brauneisensteinablagerungen.

Mächtigkeit über 2000 engl. Fuß.

Fossilien: *Alethopteris australis, Thinnfeldia odontopteroides, T. media, Taeniopteris fluctuans, Macrotaeniopteris Wianamattae, Podozamites lanceolatus. Phyllopteris Feistmanteli, Oleandridium* (?) *fluctuans, Anthrophyopsis* (?) sp., *Frenelopsis* (?) sp., *Unio Eyrensis.*



Fig. 10.

Das „Trias-Jura-Bassin" von Süd-Australien bei Leigh's Creek.

Im Hintergrund rechts und links sind präcambrische Gebirgszüge der Mount Nor' West Range sichtbar; im Vordergrund die alte Braunkohlengrube. Die Steppe ist mit „Saltbusch" (*Atriplex*) bewachsen.

Bemerkungen: Die Schichten werden als rhäto-jurassisch zusammengefaßt.

Eine Diskordanz mit der Kreide ist noch nicht nachgewiesen worden.

Etheridge hat *Phyllopteris Feistmanteli* von Ooroowilanie Swamp, zwischen Kuntha und Taltra Hills gelegen, identifiziert, welches eine nördliche Ausdehnung der Formation in Süd-Australien anzudeuten scheint.

Es ist anzunehmen, daß gleiche Schichten auch bei Kopperamanna vorkommen, wie aus Bohrlöchern ersichtlich wird.

Verschiedene Braunkohlenflöze sind in der Formation bei Leigh's Creek abgebaut worden. Das bedeutendste ist 48 engl. Fuß mächtig, sein Hangendes bei 1545 engl. Fuß Tiefe ist schwarzer, kohlenstoffreicher Schieferton. Die erste der folgenden Analysen nach G. Goyder ist die von Braunkohle bei 145 engl. Fuß, die zweite bei 1544 engl. Fuß Tiefe:

	Proz.	Proz.
Flüchtige Kohlenstoffe	27,19	21,53
Rückstand nach Destillation (Asche nicht mit eingerechnet)	37,69	33,5
Asche	11,71	31,49
Wasser bei 100° C	23,41	13,48

Victoria.

Hauptfundorte: Die sogenannte „Carbonaceous Series“ von Cape Patterson, Western Port, Moe, Morwell, Warragul, Süd-Gippsland, Strzelecki Range, Cape Otway, Bellarine (bei Geelong), Barrabool Hills, Coleraine und Casterton.

Schichtenbeschreibung: Süßwasser-Sandsteine, Tone und Konglomerate.

Fossilien: *Sphenopteris warragulensis*, *S. ampla*, *S. crassinervis*, *Alethopteris australis*, *Taeniopteris Daintreei*, *T. Carruthersi*, *Sagenopteris Carruthersi*, *Phyllotheca australis*, *Podozamites Barklyi*, *P. ellipticus*, *P. longifolius*, *Jeanpaulia subgracilis*, *J. robusta*, *J. australis*, *Albertia australis*, *Brachyphyllum gippslandicum*, *Unio Stirlingi*.

Bemerkungen: Einige Braunkohlenflöze, die in dieser Formation vorkommen, werden zu ökonomischen Zwecken abgebaut, wie z. B. bei Jumbunna und Outrim.

Neu-Süd-Wales.

Fundorte: Die sogenannte „Hawkesbury Series“ oder „Sydney Series“:

Im nordöstlichsten Winkel des Staats, im Richmond River-Gebiet und im Dreieck darunter liegend wie folgend: Von Uralba, parallel der Küste via Double Duke bis zu etwa der Breite von Red Rock, von dort nordwestlich via Coal Ridge bis östlich von Tabulam.

Westlich von North Obelisk und Mount Leslie.

Im Viereck eingeschlossen einerseits von der Küste, zwischen Lake Macquarie und Kiama, westlich zwischen Soalhaven und Kangaroo River bis Marulan; nordwestlich längs der Gebirge bis zu dem Quellengebiet des Goulburn River. Dubbo und Erskine River Ulimambra District, südwestlich von Mount Lindesa.

Schichtenbeschreibung: Grob- und quergeschichtete, gelbe, rote und weiße Sandsteine und Gerölle, mit Ablagerungen von Ton (hauptsächlich zu oberst gelagert = Wianamatta-Schieferton, bis zu 700 engl. Fuß mächtig [Clarke]). Dunkelbraun gefärbter *Estheria*-Schieferton und grüne kupferhaltige Tuffe von sehr variabler Mächtigkeit = Narrabeen Shales. Spuren einer Gletschertätigkeit sind vorhanden.

Die Mächtigkeit der Formation als Ganzes beträgt selten weniger als 1000 engl. Fuß (Wilkinson). Die Längenausdehnung ist 140 engl. Meilen und die Breite 40 bis 80 engl. Meilen.

Fossilien: *Gleichenia dubia*, *Sphenopteris alata*, *Alethopteris australis*, *Thinnfeldia odontopteroides*, *T. media*, *T. tenuifolia*, *Odontopteris microphylla*, *Cycadopteris scolopendrina*, *Taeniopteris Daintreei*, *Macrotaeniopteris Wianamattae*, *Phyllotheca Hookeri*, *P. australis*,

P. concinna, *Schizoneura* (?) *australis*, *Jeanpaulia palmata*, *J. videns*, *Belonorhyncus gigas*, *B. gracilis*, *Myriolepis Clarkei*, *Cleithrolepis granulatus*, *Apateolepis australis*.

Bemerkungen: Pflanzliche Versteinerungen sind in einigen der Schiefertone und feinkörnigen Sandsteinen reichlich vertreten.

Die Flora ist typisch mesozoisch, doch geht *Phyllotheca australis* aus der Permo-Carbon hinauf; Fische sind stark vertreten.

Vergl. zusammenfassende Bemerkungen von FRECH: Lethaea mesozoica, 1908, S. 512.

Eine deutliche Diskordanz zwischen dem Hawkesbury und dem permo-carbonischen System ist noch nicht festgestellt worden.

Neu-Süd-Wales.

Fundorte: Die Narrabeen-Schichten umgeben das obengenannte Dreieck von Richmond River längs der Küste, in 10 engl. Meilen Breite, bis Bagowa, dann nordwestlich bis Tabulam.

Südwestlich von Mount Leslie, Newport (Lake Macquarie), Kincumber, Mount Keera, Lithgow- und Blackheat-Distrikte.

Bemerkungen: Im Clarence River-Gebiet wiederholt sich die Schichtenfolge der Sydney Series. Sie wird dort bezeichnet: Obere Clarence-Tonschiefer, Clarence-Sandstein und Untere Clarence-Tonschiefer.

Bei Cremoren ist die Mächtigkeit als 1900 engl. Fuß betragend bewiesen worden. Die Fossilien sind nur pflanzlich. Die Ballimore- und Dubbo-Schichten sind den Upper Coal Measures von Newcastle nicht unähnlich und enthalten: *Spenopteris crebra*, *S. glossophylla*, *S. elongata*, *Alethopteris Currani*, *A. concinna*, *Odontopteris macrophylla*, *Neuropteris australis*, *Merrianopteris major*, *Walchia Milneana*.

Queensland.

Fundort: Cooktown.

Schichtenbeschreibung: Kohlenführende Schichten mit *Phyllotheca indica*.

Fundorte: Westwood (und Rosewood?), 25 engl. Meilen südwestlich von Rockhampton; ein kleineres Vorkommen nördlich von Rockhampton und 130 engl. Meilen westlich (Mackenzie River?); Calleide Creek.

Burnett Creek.

Schichtenbeschreibung: Kohlenführende Schichten (5 Flöze bei Burnett Creek) mit *Phyllotheca indica* und *Thinnfeldia odontopteroides*.

Fundorte: Ipswich und Tivoli, bis Brisbane; Clifton (halbwegs zwischen Toowoomba und Warwick), nordwestlich bis Myall Downs und Boxvale längs der Great Dividing Range; und nördlich von Inglewood.

Burrum-Kohlenfeld: erstreckt sich längs der Ostküste von Point Arkwright bis Litabella Creek und 25 engl. Meilen landeinwärts, eine Fläche von 3000 engl. Quadratmeilen einnehmend.

Ein gleiches, kleineres Vorkommen befindet sich im Styx River-Tal, bei Broad Sound.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine und kohlenführende Schiefertone.

Fossilien: *Gleichenia lineata*, *Trichomanites laxum*, *T. elongata*, *Sphenopteris Baileyana*, *Alethopteris australis*, *A. Lindleyana*, *Thinnfeldia media*, *T. odontopteroides*, *Taeniopteris Daintreei*, *T. Carruthersi*, *Macrotaeniopteris Wianamattae*, *Vertebraria equiseti*, *V. towarrensis*, *Sagenopteris rhoifolia*, *S. cuneata*, *Equisetum rotiferum*, *E.* (?) *latum*, *Phyllotheca australis*, *P. carnosa*, *Pterophyllum abnorme*, *Ptilophyllum oligoneurum*, *Otozamites Mandeslohi*, *Podozamites lanceolatus*, *Sequoiea australis*, *Araucaria* (?) *polycarpa*, *Brachyphyllum crassum.*

Bemerkungen: Die kohlenführenden Schichten von Tivoli usw. der südlichen Kohlenfelder Queenslands zeichnen sich durch einen Reichtum an *Taeniopteris* und *Phyllotheca* aus. Sie bilden die höchsten der unteren sekundären Schichten Queenslands.

Die Burrum Series (inkl. Styx River) überlagert die Gympie-Formation, und ihr Hangendes ist die Kreide. Die Burrum-Flora ist ärmlich, die Fauna nur durch *Corbicula* und *Rocellaria* vertreten.

Jack und Etheridge betrachten die Burrum-Formation als unter der „Ipswich Series" liegend.

Die Mächtigkeit der Tivoli-Schichten ist 1600 Fuß. Letztere werden direkt von unterer Kreide überlagert, doch ist von einer Erosionsfläche nichts zu sehen.

Man hat versucht, die Trias-Jura-Formation von Queensland folgenderweise einzuteilen:

Obere Bowen: Paläozoische Fauna fehlt fast gänzlich.

Mittlere Bowen: Paläozoische Fauna, *Glossopteris* spärlich vertreten. Einige Kohlenflöze.

Untere Bowen: Vulkanische Breccien, Sandsteine ohne Fossilien und geschichtete vulkanische Tuffe. Die Formation überlagert die Star River und Gympie Series.

Tasmanien.

Hauptfundort: Jerusalem-Kohlenfeld, Ida-Bay.

Schichtenbeschreibung: Vielfarbige Sandsteine, mit Fischen (*Acrolepis*) und Amphibien; Tonschiefer mit Braunkohlenflözen, enthaltend: *Thinnfeldia*, *Taeniopteris*, *Alethopteris*, *Sphenopteris.*

Bemerkungen: Man hat erkannt, daß die Süßwasserschichten, die über dem Oberpalaeozoicum Tasmaniens lagern, dem Mesocoicum angehören; doch fehlt es noch an Anhaltspunkten für genauere Einteilungen.

Jura.

Auch während der Juraperiode bleibt Australien zum größten Teil ein Festland. Die Talbragar-Schichten von Neu-Süd-Wales enthalten vorwiegend Süßwasserfische und Pflanzen, sind also unter ähnlichen Bedingungen wie die mittleren und oberen triadischen Schichten abgelagert. Dagegen wird West-Australien vom Lias an durch den Einbruch des Indischen Ozeans mit überflutet. Dieses Ereignis trat also ungefähr gleichzeitig wie in Süd-Afrika ein.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Talbragar, 150 Meilen nordwestlich von Sydney. Gulgong.

Schichtenbeschreibung: Die Mächtigkeit dieser sogenannten „Fischschichten" ist 37 engl. Fuß, von denen die unteren 10 Fuß Versteinerungen enthalten, die obersten hingegen Gerölle der „Hawkesbury-Sandstein Series". Die Schichten bestehen hauptsächlich aus sandigen Schiefertonen und ruhen auf einer Erosionsfläche von „Hawkesbury-Sandstein".

Fossilien: *„Ammonites" Clarkei*, *A. Woodwardi*, *A. australis*, *A. semiornatus*, *A. championensis*, *A. robiginosus*, *Pleuromya Sandfordi*, *Pecten greenoughiensis*, *Astarte Cliftoni*, *Trigonia Moorei*, *Rissoina australis*, *Coccolepis australis*, *Leptolepis talbragarensis*, *L. Lowei*, *L. gregarius*, *Aphnelepis australis*, *Archaeomaene tenuis*, *A. robustus*, *Aetheolepis mirabilis*, *Sphenopteris* sp., *Thinnfeldia odontopteroides* et sp.

Bemerkungen: Die Pflanzen erinnern an die „Carbonaceous Series" von Victoria.

Die von GÜRICH als jurassisch beschriebenen Fossilien von White Cliffs, Neu-Süd-Wales (Neues Jahrbuch Min. XIV, 1901) gehören der Kreide an.

West-Australien.

Hauptfundorte: Geraldton, Moresby Range, Champion Bay.

Schichtenbeschreibung: Fein- und grobkörniger Sandstein und Kalkstein.

Fossilien: *Taeniopteris Daintreei*, *Podozamites spathulatus*, *P. longifolius*, *P. lanceolatus*, *Neuropteridium australe*, *Taxites* sp., *Cicada (?) Lowei.*

Bemerkungen: Die von MOORE beschriebene und nach Angaben NEUMAYRS revisionsbedürftige jurassische Fauna von West-Australien enthält jedenfalls Typen des oberen Lias wie *Harpoceras Aalense*, *H. radians H. Walcotti* (= *bifrons*) und des Doggers wie *Macrocephalites macrocephalus* und *M. Brocchii.* Vergl. C. MOORE: Quart. Journ. Geol. Soc. Lond. 1870 und NEUMAYR: Denkschr. d. math.-nat. Kl. d. Kais. Akademie d. Wiss. 1883.

Untere Kreide.

Etwa in der Mitte der Unteren Kreide erfolgte eine Transgression, die das ganze Innere des australischen Kontinents mit Ausnahme der alten paläozoischen Gebirgszüge bedeckte; der Kontinent nahm die Form eines nach Norden offenen Hufeisens an. Ausgedehnte Inselgruppen, den alten Gebirgszügen entsprechend, waren überall verbreitet.

Das Meer scheint während der ganzen Unter-Kreide dort verweilt zu haben, während die Ober-Kreide, anders wie es auf der nördlichen Hemisphäre der Fall ist, durch einen langsamen Rückzug gekennzeichnet wird. Die mit der Ober-

Kreide beginnende Festlandsperiode hält für den allergrößten Teil des Kontinents auch während des Verlaufs des Tertiärs an, wie schon der bekannte altertümliche Charakter der Säugetierwelt beweist.



Fig. 11.
Übersichtskarte der Vorkommen von Kreide in Australien.

West-Australien.
1. Gingin und Yatheroo. 2. Murchison. 3. Cape Riche. 4. Phillips River.

Süd-Australien.

Hauptfundorte: Von den Grenzen Neu-Süd-Wales und Queenslands bis Musgrave Ranges (Lat. 26), Nullabor Plains und Lake Frome.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine, zum Teil sehr eisenhaltig, blaue Schiefertone und kompakte Kalksteine. Schichten horizontal gelagert.

Fossilien: *Lingula subovalis*, *Gyprina Clarkei*, *Maccoyella Barklyi*, *M. corbiensis*, *M.* (?) *umbonalis*, *Pecten psila*, *Gervillia* sp., *Mytilus inflatus*, *M. rugostatus*, *Nucula quadrata*, *N. truncata*, *Trigonia nasuta*, *T. lineata*, *Cytherea Woodwardiana*, *Myacites rugosa*, *M. Maccoyi*, *Dentalium arcotinum*, *Natica variabilis*, *Cinulia Hochstetteri*, *Crioceras australe*, *Belemnites australis*, *B. Sellheimi*, *B. Canhami*, *B. eremos*.

Bemerkungen: Bei Tarkininna ist die Mächtigkeit der Formation bis auf 1200 engl. Fuß bewiesen worden.

Die Versteinerungen befinden sich vielfach in Kalkkonkretionen und Tonmergel. Der Hauptfundort ist das Lake Eyre-Becken.

Nord-Territorium.

Hauptfundorte: Port Darwin, Point Charles, Shoal Bay; Melville Island: Maclear Creek, Cape Gambier.

Schichtenbeschreibung: Feinkörnige Sandsteine mit Konglomeraten, sandige Schiefertone mit zahlreichen Cephalopoden und Koprolithen und Radiolarienablagerungen.

Fossilien: *Inoceramus Etheridgei*, *Aucella incurva*, *Nucula sejugata*, *Hamites* (?) sp., *Baculites Williamsoni*, *Desmoceras carolensis*, *Histrichoceras antipodeus*, *Crioceras* (?) sp., *C. australis*, *Scaphites cruciformis*, *Metacanthoplites rhotomagensis*.

Bemerkungen: Die von Brown und mir auf der Northern Territory-Expedition 1905 gesammelten Fossilien sind von Etheridge bestimmt worden[1]). Bei Point Charles sind die Steinkerne der angegebenen Arten aus Brauneisenstein, bei Shoal Bay aus Eisenkies.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Die Formation tritt sehr selten an die Oberfläche, doch es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß sie im nördlichen Teile des Staats, unter oberflächlicher Decke, weit verbreitet sein muß. Letzteres ist auch durch viele Bohrlöcher bewiesen worden:
White Cliffs, Mount Poole, Moree District und Wallon.

Bemerkungen: Vielleicht gehören einige Mergel- und Tonschichten am Darling River bei North Bourke dieser Formation an.

Queensland.

Hauptfundorte: Von den Küstengebieten im Osten, von dem Palmer River im Norden und von dem Macintyre River im Süden bis zu den Grenzen von Neu-Süd-Wales und Süd-Australien. Wollumbilla, Blythesdale, Maranoa River, Gordon Downs, Grey Ranges, Barcoo, Flinders River, Hughenden.

Schichtenbeschreibung: Kalkstein, Kalksandstein und Schieferton mit Kalkkonkretionen, fein- und grobkörnige Sandsteine mit Braunkohlenflözen.

Die Schichten sind im ganzen horizontal gelagert, gewöhnlich direkt auf gefalteten krystallinen Schiefern, Gneis und Granit.

Der sogenannte „Wüstensandstein" bildet meistens das Hangende.

Fossilien: *Vaginulina striata*, *Polymorphina gibba*, *P. lactea*, *Planorbulina lobatula*, *P. ungeriana*, *Pentacrinus australis*, *Serpula intestinalis*, *Rhynchonella solitaria*, *R. rustica*, *Terebratella Davidsoni*, *Discina apicalis*, *Lingula ovalis*, *Arca praelonga*, *Cyprina Clarkei*, *Maccoyella Barklyi*, *M. reflecta*, *M.* (?) *umbonalis*, *Oxytoma rockwoodensis*, *Pecten Moorei*, *P. aequilineatus*, *P. socialis*, *Lima Gordoni*, *Inoceramus pernoides*, *Perna gigantea*, *Modiola unica*, *Mytilus inflatus*, *M. rugocostatus*, *Nucula truncata*, *N. Cooperi*, *Cucullaea Hendersoni*,

[1]) Vergl. Official contributions to the Palaeontology of South Australia. Parliamentary Paper Nr. 55 und Supplement 1907.

Glycimeris rugosa, *G. aramacensis*, *Goniomya depressa*, *Corimya Wilsoni*, *Dentalium wollumbillaensis*, *Pleurotomaria* (?) *Cliftoni*, *Natica variabilis*, *N. ornatissima*.

Actaeon depressus, *Cinulia Hochstetteri*, *Nautilus Hendersoni*, „*Ammonites*“ *Flindersi*, *A. inflatus*, *Crioceras australe*, *C. irregulare*, *Belemnites australis*, *B. eremos*, *B. Sellheimi*, *B. oxys*, *B. Canhami*, *Aeschna flindersensis*, *Ichthyosaurus australis*, *I. marathonensis*, *Belonostomus Sweeti*, *Notochelone costata*, *Plesiosaurus Sutherlandi*.

Bemerkungen: Jack hat festgestellt, daß diese sogenannte „Rolling Downs“-Formation mit der Ausnahme einiger paläozoischer Durchbrüche und jüngerer Überlagerungen ungefähr $^3/_4$ der Gesamtfläche des Staats einnimmt. Eine stratigraphische Trennung von der Ipswich-Trias ist bisher unbekannt.

Laut derselben Autorität sollen die Blythesdale-Braystones (poröse Sandsteine an der Basis der Formation) die Sammelschichten des großen artesischen Systems von Australien sein. Pittman hingegen ist der Meinung, daß das Wasser in den porösen Schichten der Trias aufzusuchen sei. Letztere Ansicht mag vielleicht lokal für Neu-Süd-Wales gelten, ist jedoch für Queensland und Zentral-Australien ausgeschlossen.

West-Australien.

Hauptfundorte: Von Gingin und Yatheroo bis Murchison und nördlich davon parallel der Küste verlaufend; Cape Riche nordöstlich bis Phillips River und weiter ostwärts.

Schichtenbeschreibung: Eisenhaltige Schiefertone, grobe und feinkörnige Sandsteine mit Geröllen und Ammonitenkalksteine mit *Rhynchonellidae*, *Pectinidae*, *Ostreidae*, *Trigoniidae* und *Belemnites*. Horizontal gelagerte Tafelländer, deren Mächtigkeit Brown auf 400 engl. Fuß schätzt.

Bemerkungen: C. H. Moore machte zuerst auf das Vorkommen von mesozoischen Fossilien in West-Australien 1870 aufmerksam. Er betrachtete sie als der Phase von Lias und unterem Oolith von England gleichstehend.

H. Y. L. Brown hat die Formation im Felde aufgenommen (Perth: By Authority 1873). Angeblich sind erratische Blöcke in der Formation vorhanden.

Obere Kreide, sogen. „Desert Sandstone“-Formation.

Süd-Australien und Nord-Territorium.

Hauptfundorte: Die Formation überlagert als zerklüftete Tafelländer und Zungen die Untere Kreide, doch dehnt sie sich bis über die Grenzen der letzteren im Süden und Westen aus und hat somit eine direkte Überlagerung mit den altkrystallinen Schiefern zur Folge, wie z. B. bei Indulkana, Krupp Hill.

Als besonders typisch sind die Tafelländer dieser mächtigen Formation in den Becken der Lakes Torrens und Eyre zu erwähnen, wie z. B. die Serrated Range, Stuarts Creek. Nordwärts erstreckt sich die Formation in das Nord-Territorium hinein und ist im nördlichen Teile dieser Kolonie zwischen den Adelaide-, Katherine-

und Victoria Rivers weit verbreitet. Hier ist vielfach eine Diskordanz mit krystallinen Schiefern oder Granit sichtbar wie bei Union Hill.

Schichtenbeschreibung: Obgleich DAINTREE die Formation als Sandstein zusammengefaßt hat, besteht sie im wesentlichen nicht allein aus solchem. Durch einen kieselsauren Sinter sind die einst porös gewesenen Sandsteine zu den verschiedensten Varietäten von wasserhaltiger Kieselsäure umgebildet worden, so daß Opal, Chalcedon, Jaspis, Achat, Feuerstein usw. für die Formation charakteristisch sind. Auch kommen Ablagerungen eines sehr feinen Kieselsäurestaubes vor, die früher vielfach als Kaolin angesehen wurden. WOODS hat sie als vulkanischen Ursprungs beschrieben, bestehend aus feiner Magnesia. Nahe bei Anna Creek kommen Konkretionen von Baryt in dieser feinen Kieselsäure vor, welche in ihrer äußeren Form mit jenen übereinstimmen, die DARWIN in der Wüste von Iquique, Chili, entdeckte.



Fig. 12.
Tafelberglandschaftsbild der sog. „Desert Sandstone“-Formation.
Table Hill, westlich von Hergott Springs, Zentral-Australien.

Bemerkungen: Die meist zu oberst liegende verkieselte Schicht wird durch Windgebläse unterminiert und stürzt durch die Insolation zerbröckelt hernieder. Die weitausgedehnten Anhäufungen der so entstandenen Fragmente auf den Ebenen bilden die sogenannten „Gibbers“ oder „Stony Plains“ von Zentral-Australien.

DAINTREE benannte die Formation „Desert Sandstone“, BROWN „Super Cretaceous“, TATE und WATT „Supra Cretaceous“ und JACK und ETHERIDGE „Upper Cretaceous“.

TATE und SPENCER fanden auf der Horn-Expedition erratische Blöcke in dieser Formation bei Crown Point, südlich von den Mac Donnell Ranges gelegen.

BROWN hat *Mantellia babbagensis* und *Zamites ensiformis* in dem oberen Sandstein der Formation bei Mount Babbage nachgewiesen.

Ein Vergleich des Landschaftsbildes mit den Mauvaises Terres von Nordamerika ist hier angebracht.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Mount Stuart, Milparinka, Bidura, Mount Oxley, Mount Poole, Gray Ranges, White Cliffs.

Schichtenbeschreibung: Fein- u. grobkörnige Sandsteine, Konglomerat und harte porzellanartige Kieselsäureablagerungen. Horizontal geschichtet.

Bemerkungen: Bei White Cliffs kommen in diesem Gestein pseudomorphe Steinkerne und Abdrücke von Fossilien in Nobelopal vor. GÜRICH hat die White Cliffs-Formation als Jura beschrieben. Sein *Belemnites Kleinii* ist *B. Canhami* TATE. Vgl. R. ETHERIDGE: Monograph Cretaceous Fauna, 1902, S. 8—9.

Queensland.

Hauptfundorte: JACK hat konstatiert, daß diese Formation einst $^3/_4$ von Queensland deckte; die Überbleibsel hingegen heutzutage etwa $^1/_{20}$ Teil der Oberfläche des Staats ausfüllen.

Mount Abundance, Culgoa und Warrego Rivers, Paroo Range und Warrego Range und Condamine Rivers. Maranoa District, Angellalla, Cheviot Range, Stokes Range, Reap Hook Range, Morgan Tableland, etc.

Schichtenbeschreibung: Sandsteine, Tone, Konglomerate, Quarzsinter; mit einigen Lignitschichten.

Fossilien: *Micraster Sweeti*, *Rhynchonella croydonensis*, **Cyprina Clarkei*, *Pseudavicula alata*, **Maccoyella Barklyi*, **M. reflecta*, **M. umbonalis*, *M. corbiensis*, *Lima Randsi*, **Nucula quadrata*, *Adranaria elongata*, *Cucullaea robusta*, *Nuculina Randsi*, *Trigonia nasuta*, *Glycimeris sulcata*, **Natica variabilis*, *Siphonaria Samwelli*, *Belemnites* sp.

Bemerkungen: Die mit * versehenen Fossilien kommen in der Unteren Kreide von Australien vor, die *Didymosorus*, *Rhynchonella* und *Maccoyella* im Mesozoicum von Rajmahal und Aachen.

Tertiär.

Zur Tertiärzeit hatte das australische Festland einen Umriß, der in seiner Grundanlage dem heutigen ähnlich war. Das im Zentrum Australiens gelegene enorm ausgedehnte Meer der oberen Kreidezeit wurde allmählich vom Indischen Ozean durch eine nordaustralische Landbrücke abgetrennt und in ein Binnenmeer verwandelt. Durch den reichlichen Zufluß von Süßwasser, das von der großen kontinentalen Wasserscheide nach dem Zentrum des Kontinents strömte, wurde dieses Binnenmeer allmählich ausgesüßt. Die Ablagerungen der obersten Ober-Kreide erfolgten im flachen Meere, wie die Mischung von Laubbäumen (wie *Quercus* und *Eucalyptus*) mit marinen Muscheln beweist. Diese Grenzperiode wird als Cretaceo-Eocän bezeichnet.



Fig. 13.
Übersichtskarte
der Vorkommen von Tertiär in Süd-Australien, Victoria und Tasmanien.

1. Golf St. Vincent. 2. Adelaide. 3. Marino und Hallett's Cove. 4. Aldinga Bay. 5. Queenscliffe und Kingscote. 6. Edithburgh. 7. Ardrossan. 8. Happy Valley. 9. Gawler. 10. Fowler's Bay. 11. River Murray. 12. Morgan und Norwest Bend. 13. Overland Corner. 14. Lake Alexandrina. 15. Pinnaroo. 16. Murray Desert. 17. Apsley. 18. Dunolly. 19. Horscham. 20. Glenelg River. 21. Mount Gambier. 22. Casterton. 23. Limestone Creek. 24. Muddy Creek. 25. Cape Nelson. 26. Gellibrand River. 27. Camperdown. 28. Lake Colangulac. 29. Cape Otway. 30. Fishing Point. 31. Colac. 32. Shelford. 33. Clunes. 34. Baringhup. 35. Waurn Ponds. 36. Moorabool. 37. Maude. 38. Corio Bay (Geelong). 39. Newport. 40. Mornington. 41. Flinders. 42. Spring Creek. 43. Queenscliff. 44. Royal Park, Moonee Ponds. 45. Keilor. 46. Coimadai. 47. Gisborne. 48. Melbourne. 49. Beaumaris, Brighton. 50. South Yarra. 51. Werribbee. 52. Bairnsdale. 53. Gippsland Lakes. 54. Snowy River. 55. Flinders Island. 56. Table Cape. 57. Launceston. 58. Franklin. 59. Hobart. 60. Braddon River, Macquarie Harbour.

Während des Alttertiärs wurde der südliche und der südöstliche Teil des Kontinents von transgredierenden Meeresbildungen bedeckt, die vorwiegend eocäne Fauna enthalten. Das Oligocän ist fraglich. Miocänablagerungen sind sicher vorhanden und zeigen einen Rückzug des alttertiären Meeres an.

Im Anfange der pliocänen Zeit hat die Masse des Kontinents fast seinen heutigen Umriß, ist jedoch noch mit Tasmanien und Neu-Guinea verbunden. Dieser große australische Kontinent stand unter der Herrschaft eines außerordentlich feuchten, regenreichen Klimas, das üppigen Pflanzenwuchs und die Entwickelung riesenhafter Pflanzenfresser wie *Diprotodon* beförderte. Der auffällige Gegensatz zwischen dem damaligen feuchten und dem jetzigen überaus trockenen Klima wird durch die Größe der ausgestorbenen Pflanzenfresser und den heutigen Wüstencharakter ihrer einstigen Heimat betont.

Die nunmehr folgende Trockenperiode dauert noch jetzt an. Nachdem der heutige Klimazustand hergestellt war, hat sich durch Vorschreiten der Abbrüche auch die Form der heutigen Küsten allmählich herausgebildet. Die Verbindung Australiens mit Neu-Guinea ist etwa in jungtertiärer, die mit Tasmanien jedoch erst in fast rezenter Zeit gelöst worden. Der jugendliche Charakter der Abtrennung von Tasmanien spricht sich auch in der übereinstimmenden Entwickelung der Tier- und Pflanzenwelt aus. Der bekannte Unterschied der tasmanischen Säugetierfauna, d. h. das Überleben des *Dasyurus* und *Thylacinus*, erklärt sich möglicherweise durch die gleichzeitig mit dem Menschen erfolgte Einwanderung des Dingos auf das Festland. Die Reste des letzteren wurden im Südosten von Australien unter vulkanischen Ablagerungen zusammen mit denen von Beuteltieren und *Banksia integrefolia* gefunden. Die Entstehung dieser vulkanischen Produkte entspricht wahrscheinlich einer letzten Ausbruchsperiode, welcher eine andere voranging, die dem europäischen Pliocän entsprechend ausgedehnte Basaltdecken zwischen Alluvialbildungen hinterlassen hat.

Eocän.

Süd-Australien.

Hauptfundorte: Golf St. Vincent: Adelaide-Plains-Tiefbohrungen, Aldinga Bay, Happy Valley, Gawler, Edithburgh, Wool Bay, Ardrossan, Queenscliffe und Kingscote; Fowler's Bay; River Murray: Morgan, Nor-west-Bend, Overland Corner, Ninety Mile Desert, Pinnaroo, Lake Alexandrina, Mount Gambier.

Schichtenbeschreibung: Kompakte rötliche und graue Polyzoal-Kalksteine, kieselige Kalksteine, Sandsteine, Glaukonit-Sandsteine, Eisenstein; blauer Ton.

Schichtung schwach geneigt oder horizontal.

Fossilien[1]): *Oxyrhina Woodsii*, *Aturia australis*, *Styliola annulata*, *Actaeon evanescens*, *A. distinguendus*, *Triploca ligata*, *Bullinella exigua*, *B. angustata*, *Roxania scrobiculata*, *Cylichnella callosa*, *Scaphander tenuis*, *Umbraculum australe*, *Terebra additoides*, *Conus cuspidatus*, *C. pullulescens*, *C. Ralphii*, *C. exenuatus*, *C. murravianus*, *Asthenotoma consutilis*, *Cordiera conospira*, *Cancellaria varicifera*, *C. Tatei*, *C. phychotropis*, *C. turriculata*, *C. micra*, *Ancilla ligata*, *A. subgradata*, *A. hebera*, *A. lanceolata*, *Harpa clathrata*, *Marginella Wentworthi*, *M. Aldingae*, *Voluta uncifera*, *V. Weldii*, *V. strophodon*, *V. heptagonalis*, *V. lintea*, *V. sarissa*, *V. pagodoides*, *Mitra varicosa*, *Uromitra subcrenularis*, *U. citharelloides*, *Conomitra complanata*, *Columbarium craspedotum*, *C. spiniferum*, *Fusus dictyotis*, *F. senticosus*, *F. cochleatus*, *F. sculptilis*, *F. aldingensis*, *Clavilithes incompositus*, *Fasciolaria decipiens*, *Latirus aldingensis*, *L. altifrons*, *L. pumilus*, *Tudicula turbinata*, *Siphonalia styliformis*, *Cominella pumila*, *Euthria Ino*, *Phos variciferus*, *Nassa Tatei*; *Columbella funiculata*; *Typhis Maccoyi*, *T. tripterus*, *Murex calvus*, *M. bifrons*, *M. adelaidensis*, *M. tenuicornis*, *M. trochospira*, *Lampusia radialis*, *L. Woodsii*, *L. cribrosa*. *L. oligostira*, *Plesiotriton varicosus*, *Apollo Pratti*; *Cassis textilis*, *Semicassis transenna*, *Cypraea contusa*, *Trivia ovulatella*, *T. avellanoides*, *Erato australis*, *Ataxocerithium concatenatum*, *Trichotropis angulifera*, *T. triplicata*, *T. costata*, *Thylacodes asper*, *T. adelaidensis*, *Turritella Aldingae*, *T. acricula*, *Mesalia stylacris*, *Solarium acutum*, *Calyptraea placuna*, *Natica polita*, *N. hamiltonensis*, *N. arata*, *N. aldingensis*, *Scalaria loxopleura*, *S. lampra*, *Eulima Danae*, *Liotia Roblini*, *Dentalium Mantelli*, *D. subfissum*, *Gryphaea tarda*; *Ostraea hyotidoidaea*, *Dimya dissimilis*, *Lima Bassii*, *L. Jeffreysiana*, *Pecten consobrinus*, *P. subbifrons*, *P. aldingensis*, *P. Eyrei*, *P. Flindersi*, *P. Peroni*, *Amussium Zitteli*, *Crenella globularis*, *Arca pseudonavicularis*, *A. dissimilis*, *Plagiarca cainozoica*, *Glycimeris cainozoica*, *Limopsis insolita*, *Nucula semistriata*, *Leda apiculata*, *L. Huttoni*, *Mytilicardia alata*, *Cardita latissima*, *Carditella radiata*, *C. lamellata*, *Crassatellites communis*, *Protocardium hemimeris*, *Meretrix tenuis*, *Chione cainozoica*, *Corbula pyxidata*, *Tellina porrecta*, *Cuspidaria adelaidensis*, *Myadora lamellata*, *M. tenuilirata*, *Aspergillum liratum*, *Terebratula Tateana*, *T. Aldingae*, *Magellania fimbriata*, *M. furcata*, *M. insolita*, *M. pectoralis*, *M. Tateana*, *Terebratulina catinuliformis*, *T. lenticularis*, *T. Scoulari*, *Terebratella furculifera*, *Magasella compta*, *M. deformis*, *M. Woodsiana*, *Rhynchonella squamosa*, *Cidaris Australiae*, *Salenia Tertiariae*, *S. globosa*, *Paradoxechinus novus*, *Psammechinus Woodsii*, *Fibularia gregata*, *Scutellina patella*, *Monostychia australis*, *Echinobrissus vincentinus*, *Cassidulus longianus*, *Catopygus elegans*, *Echinolampas posterocrassus*, *Cardiaster tertiarius*, *C. latecordatus*, *Hemiaster planedeclivis*, *Maretia anomala*, *Lovenia Forbesi*, *Flabellum distinctum*, *Placotrochus deltoideus*, *Sphenotrochus emarciatus*, *Trochocyathus heterocostatus*, *Deltocyathus aldingensis*, *D. Tateanus*, *Amphihelia striata*, *A. ziczac*, *Cyathosmilia laticostata*, *Conosmilia contorta*, *Tremotrochus fenestratus*, *Graphularia senescens*, *Balanophyllia Basedowi*.

---

[1]) Ordnung „Fische“ nach Dennant und Kitson.

Bemerkungen: Die Tiefbohrungen der Adelaide-Plains haben das Tertiär bis zu einer Tiefe von 2296 engl. Fuß verfolgt.

Die Schichten der Nullabor Plains begrenzen die Great Australian Bight mit einem steilen Abhang von 200 bis 300 Fuß, meist ohne jeglichen Meeresstrand.

Neu-Süd-Wales.

Hauptfundorte: Im Südwesten des Staats, im Darling- und Murray-River-Gebiet.

Schichtenbeschreibung: Kalkige Sandsteine.

Bemerkungen: Im Bohrloch bei Arumpo haben die Schichten eine Mächtigkeit von 900 engl. Fuß. *Trigonia semiundulata* wurde bei dieser Tiefe heraufgeholt.

In den Warrumbungle Mountains befindet sich eine lakustrine Ablagerung mit Pflanzenresten dieses Alters. Zwischen den sandigen und tonigen Schichten findet sich ein Lavaerguß, und ein gleiches Gestein bildet die Deckschicht.

Victoria.

Hauptfundorte: Gippsland Lakes District und längs der Südküste, von Flinders bis Glenelg River, Muddy Creek, Gellibrand River, Fishing Point, Calder River, Camperdown, Shelford, Maude, Moorabool, Waurn Ponds, Corio Bay, Newport, Mornington, Flinders.

Schichtenbeschreibung: Sandstein, Kalkstein, Sande und Tone, Basalt und Tuffe.

Die marinen Schichten sind sehr reich an Fossilien in vollkommenem Erhaltungszustand.

Fossilien: *Squalodon Wilkinsoni*, *Ziphius geelongensis*, *Cetotolites Leggei*, *Carcharodon megalodon*, *C. angustidens*, *Strophodus eocenicus*, *Aturia australis*, *Limacina tertiaria*, *Styliola rangiana*, *Vaginella eligmostoma*, *Actaeon furniculifer*, *A. olivellaeformis*, *Semiactaeon microplocus*, *Bullinella exigua*, *B. angustata*, *B. paucilineata*, *Roxania scrobiculata*, *Ringicula lactea*, *R. tenuilirata*; *Scaphander tenuis*, *Umbraculum australe*; *Terebra platyspira*, *Conus cuspidatus*, *C. complicatus*, *C. pullulescens*, *C. Dennanti*, *C. heterospira*, *Bathytoma paracantha*, *B. angustifrons*, *Pleurotoma Murndaliana*, *P. septemlirata*, *Surcula clarae*; *Asthenotoma consutilis*, *Drillia trevori*, *D. vixumbilicata*. *D. integra*; *Bela pulchra*, *Buchozia hemiothone*; *Daphnobela gracillima*, *Cordiera conospira*, *Mitromorpha daphnelloides*, *Mangilia obsoleta*, *Clathurella bidens*. *Cancellaria platypleura*, *C. varicifera*, *C. Tatei*, *C. capillata*. *Olivella Adelaidae*, *Ancilla pseudaustralis*, *A. semilaecis*, *A. ligata*. *Harpa lamellifera*, *Marginella Wentworthi*, *H. propinqua*, *H. inermis*, *H. micula*, *Volutilithes antiscalaris*, *Voluta Macdonaldi*, *V. Weldii*, *V. strophodon*, *V. Hannafordi*, *V. ancilloides*, *V. sarissa*; *Lyria harpularia*, *Mitra alokiza*, *M. atractoides*; *Uromitra exilis*, *Conomitra ligata*, *Columbarium acanthostephes*, *Fusus senticosus*, *F. dictyotis*, *F. simulans*, *Solutofusus carinatus*, *Latirofusus exilis*, *Fasciolaria crytoploca*, *Latirus Murrayanus*, *L. linteus*, *Siphonalia longirostris*, *S. Tatei*, *Euthria Ino*, *Phos variciferus*, *Nassa Tatei*, *Columbella Oxleyi*, *C. cainozoica*, *Typhis Maccoyi*, *T. laciniatus*, *Murex velificus*, *M. rhysus*, *M. lophoessus*, *M. Eyrei*, *Rapana aculeata*,

Lampusia Woodsii, L. tortirostris, Apollo Prattii, Semicassis transenna, Cypraea contusa; Trivia avellanoides, Cerithrium apheles, Newtoniella cribariodes, Triforis Wilkinsoni, T. sulcata, Tenagodes occlusus, Thylacodes cratericulus, T. conohelix, Turritella tristira, T. acricula, T. Murrayana, Mathilda transenna, Solarium acutum, Hipponyx antiquatus, Natica hamiltonensis, N. subnoae, N. polita, Scalaria pleiophylla, Eulima Danae, Niso psila, Collonia parvula, Astralium aster, Liotia Roblini, Fissurellidaea malleata, Emarginula Wannonensis, Subemarginula occlusa, Dentalium Mantelli, D. subfissura, D. aratum, Ostraea hyotidoidea, Placunanomia sella, Dimya dissimilis, Spondylus pseudoradula, Lima Bassii, L. Jeffreysiana, Pecten consobrinus, P. subbifrons, P. Foulcheri, P. polymorphoides, P. Yahlensis, Amussium Hochstetteri, Septifer fenestratus, Crenella globularis, Barbatia cristata, Plagiarca cainozoica, Cucullaea corioensis, Glycimeris cainozoica, G. laticostata, Limopsis Forskali, Nucula Tenisoni, Leda vagans, L. Woodsii, Trigonia tubulifera, Cardita scrabrosa, C. delicatula, Crassatellites communis, Chama lamellifera, Meretrix eburnea, Chione cainozoica, Corbula ephamilla, C. Pyseidata, Myadora tenuilirata, Pholadomya australica, Terebratula Tateana, Magellania corioensis, M. furcata, M. Garibaldiana, M. insolita, Terebratulina catinuliformis, T. Scoulari, Magasella compta, M. Woodsiana, Rhynchonella squamosa, Paradoxechinus novus, Scutellina patella, Eupatagus rotundus, Lovenia Forbesi, Flabellum gambierense, F. Victoriae, Placotrochus elongatus, P. deltoideus, Sphenotrochus australis, Deltocyathus viola, Trematotrochus fenestratus, Balanophyllia australiensis.

Bemerkungen: Am Ende der Kreide machte sich eine vulkanische Tätigkeit geltend (wie die sauren Gesteine von Mounts Macedon und Dandenong beweisen), die sich bis zu fast rezenten Zeiten bewahrt hat.

Da es schwer hält, absolute Vergleiche mit den Stufen des Tertiärs der nördlichen Hemisphäre zu machen, so sind in Victoria Lokalbennennungen eingeführt worden: Eocän (?) = Barwonian.

Der Kalkstein wird viel zu ökonomischen und Bauzwecken benutzt.

West-Australien.

Hauptfundorte: Die marinen Tertiärschichten von Südaustralien setzen sich in westlicher Richtung an der Great Australian Bight fort, sich etwa 150 engl. Meilen landeinwärts erstreckend und dem Ozean einen hohen steilen Abhang bietend. Nach WOODWARD gehören auch die Schichten am Sharks Bay und seine Inseln (im 26. Breitengrad) demselben Alter an.

Schichtenbeschreibung: Die oberen Schichten bestehen aus Korallenkalken und Kreide mit Feuersteinknollen; die unteren aus einem kompakten Korallinenkalkstein mit zahlreichen Fossilien.

Bemerkungen: WOODWARD hält die steile Küstenabgrenzung für die Andeutung eines großen Bruches.

Südlich von Champion-Bay wird die Kreideformation von eisenhaltigen fein- und grobkörnigen Sandsteinen mit Geröllen überlagert, die wahrscheinlich miocänen Alters sind.

Oligocän.

Süd-Australien.

Hauptfundort: Murray Desert.

Fossilien: *Terebra angulosa*, *Bathytoma Pritchardi*, *Surcula Vardoni*, *Ancilla pseudaustralis*, *A. hebera*, *Harpa cassinoides*, *Volutilites antispinosus*, *Voluta uncifera*, *V. strophodon*, *V. tabulata*, *V. capitata*, *Mitra diductua*, *Columbarium craspedotum*, *Fusus trivialis*, *Tudicula costata*, *Murex biconicus*, *Lampusia armata*, *Cassis contusa*, *Semicassis transenna*, *S. radiata*, *Cypraea amygdalina*, *Tylospira coronata*, *Cerithium Pritchardi*, *C. Torrii*, *Turritella tristira*, *T. acricula*, *Natica gibbosa*, *Dentalium Mantelli*, *Pecten Yahlensis*, *Hinnites corioensis*, *Glycimeris convexa*, *Trigonia intersitans*, *T. acuticostata*, *Mytilicardia compta*, *Cardita calva*, *Crassatellites oblonga*, *Protocardium hemimeris*, *Meretrix submultistriata*, *Chione dimorphophylla*.

Victoria.

Hauptfundorte: Spring Creek, Keilor, Royal Park (Moonee Ponds); South Yarra, Beaumaris (Brighton).

Fossilien: Versteinerungen im wesentlichen wie im Eocän desselben Staates und von Süd-Australien.

Bemerkungen: TATE betrachtet diese Spring Creek und die Tasmanischen Schichten als Post-Eocän (Oligocän?). HALL und PRITCHARD hingegen stellen sie unter die Mormingtonschichten, die typisch eocän sind.

So hat auch TATE den Beaumaris- und Murray Desert-Schichten ein gleiches Alter zugeschrieben; die oben erwähnten Autoren hingegen behaupten, daß die Formation bei Beaumaris, Royal Park usw. in eine obere (Miocän) und eine untere (Eocän) getrennt werden kann.

DENNANT und KITSON schließen sich TATES Klassifikation an.

Tasmanien.

Hauptfundorte: Taple Cape, Wynyard.

Fossilien: *Wynyardia bassiana*, *Carcharodon angustidens*, *Lamna elegans*, *Oxyrhina Hastalis*, *Myliobatis plicatilis* usw. wie im Eocän von Süd-Australien und Victoria.

Bemerkungen: In Tasmanien bedient man sich der Bezeichnung Palaeogen (= Eocän-Miocän) für diese Schichten. Sie sind bedeckt mit einer Basaltschicht die als Trennungslinie zwischen Unterem und Oberem Tertiär angenommen wird. So spricht man denn auch von präbasaltischen Schichten. An der Westküste ist diese Basaltschicht weniger konstant[1]).

[1]) Während des Druckes dieser Arbeit erschienen die Angaben von NÖTLING über die feinere Gliederung des Tertiärs Tasmaniens (Zentralblatt f. Min. 1909, Nr. 1, S. 4). Ich kann dieselben nicht als begründet anerkennen.

Miocän.

Süd-Australien.

Hauptfundorte: Adelaide, Marino, Hallets Cove, Aldinga, Edithburgh (Yorke Peninsula), River Murray.

Schichtenbeschreibung: Sandstein, Gerölle, Ton, Kalkstein. Die Schichten sind horizontal gelagert und von dem Eocän entweder durch schwache Diskordanz, Erosionsfläche oder eine charakteristische *Ostrea arenicola*-Zone getrennt.

Fossilien: *Terebra mitrellaeformis*, *T. crassa*, *Ancilla orycta*, *Marginella hordeacea*, *Latirus approximans*, *Cominella subfilicea*, *C. Clelandi*, *Murex anceps*, *Lampusia sexcostata*, *Cassis textilis*, *Semicassis subcalvatus*, *Turritella acricula*, *Hipponyx australis*, *Calyptraea corrugata*, *C. crassa*, *Capulus Danieli*, *Natica balteatella*, *N. subvarians*, *Heligmope Dennanti*, *Cadulus acuminatus*, *Ostrea arenicola*, *O. sturtiana*, *Placunanomia ione*, *Spondylus arenicola*, *Lima Jeffreysiana*, *Pecten antiaustralis*, *P. consobrinus*, *P. palmipes*, *P. subbifrons*, *P. Meringae*, *Amussium lucens*, *Margaritifera crassicardia*, *Pinna semicostata*, *Mytilus submenkeanus*, *Lithodomus brevis*, *Barbatia simulans*, *Cucullaea corioensis*, *Glycimeris laticostatus*, *G. subradians*, *Nucula Tenisoni*, *Trigonia acuticostata*, *Mytilicardia compta*, *Cardita pecten*, *C. Dennanti*, *Crassatellites oblonga*, *Mysella sericea*, *Lepton planiusculum*, *Cardium mediasulcatum*, *Meretrix Murrayana*, *M. sphericula*, *Chione subroborata*, *C. dictua*, *Dosinia Grayii*, *Venerupis paupertina*, *Diplodonta subquadrata*, *D. suborbicularis*, *Donax depressa*, *Anapella variabilis*, *Zenatiopsis angustata*, *Corbula ephamilla*, *Panopaea orbita*, *Lucina araea*, *L. affinis*, *L. nuciformis*, *L. quadrisulcata*, *L. fabuloides*, *Loripes simulans*, *Tellina lata*, *T. Basedowi*, *Myadora tenuilirata*, *M. corrugata*, *Laganum platymodes*, *Macropneustes decipiens*, *Placotrochus deltoideus*, *Montlivaltia variformis*, *Plesiastrae St. Vincenti.*

Bemerkungen: Ein Süßwasser-(Miocän?) Sandstein mit schlecht konservierten Pflanzenresten ist an verschiedenen Punkten nachgewiesen worden, wie z. B. Blackwood, Happy Valley und Gawler.

Die Schichten ersterer zwei Lokalitäten enthalten *Schizocaulon* (?), die der letzteren *Casuarina*-Reste.

Victoria.

Hauptfundorte: Glenelg River, Horsham, Muddy Creek, Hamilton, Shelford, Beaumaris?, Gippsland, Bairnsdale.

Schichtenbeschreibung: In der Regel sandiger als die Eocänablagerungen desselben Staates, häufig stark eisen- und braunkohlenhaltig.

Fossilien: *Volvulella Tatei*, *Bullinella cuneopsis*, *Ringicula Tatei*, *Terebra geniculata*, *Conus hamiltonensis*, *Bathytoma Pritchardi*, *Mangilia glabra*, *Cancellaria wannonensis*, *Olivella nymphalis*, *Ancilla orycta*, *Marginella hordeacea*, *Uromitra terebraeformis*, *U. euglypha*, *Fusus gippslandicus*, *Latirus approximans*, *L. purpuroides*, *Siphonalia spatiosa*, *Cominella subfilicea*, *C. Clelandi*, *Phos Gregsoni*, *Nassa crassigranosa*, *N. sublirella*, *Columbella Oxleyi*, *Trivia avellanoides*, *Tylospira coronata*, *T. clathrata*, *Turritella pagodula*, *T. Murrayana*, *T. acricula*, *Crepidula*

unguiformis, *Calyptaea crassa*, *Nactica subinfundibula*, *N. polita*, *N. subvarians*, *Eglisia triplicata*, *Nerita melanotragus*, *Liopyrga quadricingulata*, *Dentalium largicrescens*, *D. Mantelli*, *Ostraea arenicola*, *Placunanomia ione*, *Pecten subconvexus*, *P. antiaustralis*, *Cucullaea corioensis*, *Glycimeris laticostatus*, *G. subtrigonalis*, *G. cainozoicus*, *Nucula antipodum*, *Leda Woodsii*, *Trigonia Howitti*, *T. acuticostata*, *Cardita trigonalis*, *Crassatellites oblonga*, *Kellya micans*, *Meretrix submultistriata*, *M. paucirugata*, *Chione propinqua*, *C. subroborata*, *Dosinia Johnstoni*, *Gari hamiltonensis*, *Mactra axiniformis*, *M. hamiltonensis*, *Zenatiopsis angustata*, *Corbula ephamilla*, *P. scaphoides*, *Panopaea australis*, *Barnea tiara*, *Lucina affinis*, *Tellina decussata*, *T. albinelloides*, *Myadora corrugata*, *M. brevts*, *Chamostrea albida*, *Terebratella pumila*, *Magasella Woodsiana*, *Balanus amaryllis*, *Chthamalus stellatus*, *Lovenia Forbesi*, *Flabellum gippslandicum*, *F. Victoriae*, *Placotrochus deltoideus*, *Sphenotrochus alatus*, *Trematotrochus Clarkei.*

Bemerkungen: Die Lokalbezeichnung der Schichten von Victoria lautet: Miocän? = Kalimnan.

Die Braunkohlenablagerungen sind mitunter von enormer Mächtigkeit, bei Morwell z. B. 888 engl. Fuß.

Neu-Süd-Wales.

Bei Dalton, Neu-Süd-Wales, ist eine sandige lakustrine Ablagerung mit Pflanzenresten, die gewöhnlich zum Miocän gerechnet werden.

Pliocän und Pleistocän.

Süd-Australien.

Hauptfundorte: Croydon, Dry Creek, Lake Callabonna, Lake Alexandrina, Penola, Yankalilla.

Schichtenbeschreibung: Sandstein, Ton und Mergel, Alluvialablagerungen.

Fossilien: *Diprotodon australis*, *D. minor*, *Nototherium Mitchelli*, *Palorchestes azael*, *Genyornis Newtoni*, *Dromornis australis*, *Tornatina eumicra*, *Volvula rostrata*, *Bullinella pygmaea*, *Ancilla pseudaustralis*, *A. orycta*, *Cominella subfiliacea*, *Nassa Tatei*, *N. Jacksoniana*, *Lampusia armata*, *L. sexcostata*, *Cypraea Jonesiana*, *Tylospira coronata*, *Cerithium tenue*, *Potamides dubium*, *Semivertagus capillatus*, *Rissoina lirata*, *R. elegantula*, *Amalthea conica*, *Crepidula unguiformis*, *Natica gibbosa*, *N. sagittata*, *N. ovata*, *Elenchus irisodontis*, *Euchelus tasmanicus*, *Cyclostrema micans*, *C. micra*, *Haliotis naevosa*, *Fissurella scutella*, *Emarginula candida*, *Dentalium elephantinum*, *D. octogonum*, *Ostrea Angasi*, *Placunanomia ione*, *Spondylus arenicola*, *Lima Bassii*, *L. Jeffreysiana*, *Pecten subbifrons*, *P. antiaustralis*, *Amussium lucens*, *Arca navicularis*, *Cucullaea corioensis*, *Glycimeris radians*, *G. convenus*, *Limopsis Forskali*, *Nucula Tenisoni*, *Crassatellites oblonga*, *Mysella anomala*, *Lepton trigonale*, *Cardium tenuicostatum*, *C. cygnorum*, *Meretrix submultistriata*, *Chione striatissima*, *C. subroborata*, *C. propinqua*, *Rupellaria pauperita*, *Mactra hamiltonensis*, *Corbula ephamilla*, *Saxicava arctica*, *Lucina nuciformis*, *L. Tatei*, *L. affinis*, *Loripes simulans*, *Tellina albinelloides*, *Myadora brevis*, *Humphreyia Strangei*, *Eliminius simplex*.

Bemerkungen: Bei Croydon und Dry Creek sind die Schichten durch Tiefbohrungen entdeckt worden. Sie werden als älteres Pliocän betrachtet.

Victoria.

Hauptfundorte: Limestone Creek (am Glenelg River), Casterton, Dunolly, Cape Otway, Camperdown, Lake Colongulac, Colac, Queenscliff, Geelong, Werribee, Clunes, Coimadai, Gisborne, Baringhup, Melbourne, Moorabool Viaduct.

Fossilien: *Thylacinus rostralis*, *Sarcophilus ursinus*, *Phascolomys pliocenus*, *Diprotodon longiceps*, *D. australis*, *Thylacoleo carnifex*, *Macropus titan*, *M. atlas*, *M. faunus*, *M. magister*, *M. pan*, *M. giganteus*, *Halmaturus dryas*, *H. anak*, *H. Cooperi*, *Procoptodon goliah*, *Palorchestes azael*, *Canis dingo*, *Arctocephalus Williamsi*, *Pallymnarchus pollens*, *Bulinus tenuistriatus*, *Bullinella arachis*, *Terebra spectabilis*, *T. tristis*, *Euryta pulchella*, *Conus Ralphii*, *C. anemone*, *Drillia harpularia*, *Bela australis*, *Clavatula monile*, *Ancilla marginata*, *A. australis*, *Marginella turbinata*, *M. ovulum*, *Voluta undulata*, *V. fulgetra*, *Mitra rosettae*, *M. glabra*, *Imbricaria conovula*, *Fusus ustulatus*, *Latirofusus nigrofusus*, *Fasciolaria fusiformis*, *Latirus approximans*, *Cominella costata*, *C. lineolata*, *Nassa lyrella*, *N. pauperata*, *N. fasciata*, *Columbella semiconvexa*, *Purpura textiliosa*, *Lampusia Spengleri*, *L. Quoyi*, *L. gibba*, *Cypraea bicolor*, *Trivia australis*, *Triforis Angasi*, *Potamides dubium*, *Batillaria cerithium*, *Turritella clathrata*, *Risella plana*, *Diala monile*, *Amalthea conica*, *Hipponyx australis*, *Natica conica*, *N. pyramis*, *N. subnoae*, *Eulima proxima*, *Phasianella naevosa*, *Turbo undulatus*, *Astralium aureum*, *A. aster*, *Clanculus variegatus*, *Elenchus lineatus*, *Thalotia Allporti*, *Bankivia fasciata*, *Diloma Adelaidae*, *Acmaea costata*, *Patella tramoserica*, *Dentalium Mantelli*, *D. australe*, *Ostrea Angasi*, *Pecten bifrons*, *P. asperrimus*, *Mytilus hirsutus*, *Barbatia squamosa*, *Cucullaea corioensis*, *Glycimeris radians*, *G. convexa*, *Limopsis Forskali*, *Leda crassa*, *Trigonia magaritacea*, *Unio depressus*, *Cardita scabrosa*, *C. amabilis*, *Meretrix alatus*, *Chione strigosa*, *C. undulosa*, *C. roborata*, *Dosinia histrio*, *D. anus*, *Anapella cuneata*, *Mactra polita*, *Corbula ephamilla*, *Barnea Australasiae*, *Myadora ovata*, *Magellania flavescens*.

Bemerkungen: Lokalbezeichnung Pliocän (?) = Werrikooian.

Das Ende des marinen Pliocäns wird gekennzeichnet durch einen Lavaerguß, welcher weite Strecken bedeckt. *Diprotodon*, *Nototherium*, *Macropus* usw. werden unter und auch über dieser Decke gefunden.

Queensland.

Hauptfundorte: Condamine River, Leichhardt River, Gowrie Creek, Oakey Creek, Darling Downs, Yandilla, Jimbour, King's Creek, Hodgson Creek, Emu Creek.

Schichtenbeschreibung: Flußalluvionen, Konglomerate und Breccien mit Knochen und Muschelkalken, rote Tone.

Fossilien: *Phascolomys Mitchelli*, *P. magnus*, *Diprotodon australis*, *D. minor*, *Nototherium Mitchelli*, *N. dunense*, *Thylacoleo carnifex*, *Phalanger procuscus*, *Palorchestes azael*, *Macropus affinis*, *M. robustus et* spp., *Thylacinus spelaeus*, *Procoptodon goliah*, *P. pusio*, *Dasyurus viverrinus*, *Dinornis Queenslandiae*, *Dromaius patricius*, *D. gracilipes*,

Pelicanus proavus, *Anas elapsa*, *Lithophaps ulnaris*, *Biziura exhumata*, *Fulica prior*, *Ceratodus Fosteri*, *Crocodilus porosus*.

Bemerkungen: Eine reiche Molluskenfauna, wie sie von Süd-Australien und Victoria angegeben, fehlt gänzlich; der Übergang von der Oberen Kreide in diese Phase ist daher desto auffallender. Die Schichten werden lokal benannt „Post Tertiary“, „Older Alluvial“ oder „Fossil Drift“.

Neu-Süd-Wales.

In Neu-Süd-Wales kommen gleiche Ablagerungen vor wie bei Shea Creek und Wellington.

Hierher gehören wahrscheinlich auch die Moränen von Mount Kosciusko.

Tasmanien.

Hauptfundorte: Hobart, Cape Barren und Inseln in Bass Straits.

Fossilien: *Vitrina Barnardi*, *Helix tasmanensis*, *H. Huxleyana*, *H. geilstonensis*, *H. Sinclairi*, *H. Simsoniana*, *Liparus Gunni*.

Bemerkungen: Im Zentrum und Westen der Insel finden wir ausgedehnte Gletscherablagerungen.

Allgemeine Übersicht der Eruptiv-Gesteine Australiens.

Jung-Tertiär:

Neuere Basalte von Victoria, wie z. B. Towerhill, Mount Eels, Mount Bunninyong und Ballarat District; und von Kaagaroo Island, Süd-Australien.

Basalte von Inverell, Bathurst, Gulgong, New England, Neu-Süd-Wales.

Chrysolith, Trap und Scoriae von West-Victoria und Süd-Australien (Mount Gambier und Mount Schank, Mount Burr und Lake Leake).

Basaltströme des Cooktown District, von California River, Lolworth, Cania usw., Queensland.

Basalte von Catherine River, Delamere, Victoria Downs und Roper River, Nord-Territorium; und von Kimberley, West-Australien.

Alt-Tertiär:

Altere Basalte von Süd-Victoria, am Moorabool River, Bellarine District, Pentland Hill's, Phillip Island usw.; Basalte von Neu-Süd-Wales in den Gulgong-Goldfeldern.

Basalte von Queensland, Flinders, Thomson und Walker Rivers, Burdekin, Mount Black, Cooktown und Herberton District.

Obere Kreide.

Tuffe in unbeträchtlicher Ausdehnung auf dem Cap York Peninsula, Jirking Creek und Pisonia Island; und Trachyt bei Mount Mandarana, Queensland.

Trias:

Felsitische Tuffe der Ipswich-Formation, bei Brisbane, Queensland. Tuffe der „Hawkesbury Series," Neu-Süd-Wales.

Dyas:

Basalte, Quarz-Andesit und Tuffe der südlichen Kohlenfelder von Neu-Süd-Wales (bei Kiama bis zu 1600 Fuß mächtig) und von Wollongong.

Diabas, Dolerit und Andesit des Newcastle District.

Tuffe der Kohlenfelder von Illawarra und Greta.

Tuffe der oberen Bowen-Schichten, Queensland.

Carbon:

Diabas und felsitische Tuffe in den *Rhacopteris*-Schichten von Neu-Süd-Wales. Basalt, Dolerit, Porphyrit, Melaphyr und Agglomerat der unteren Bowen-Schichten, wie bei Mount Macedon Range, Bowen River und Mackay District, und der Gympie-Formation, wie bei Gebangle.

Post-Devon:

Basalt, Dolerit, Anamesit, Trachydolerit, Wackenit, Aschen und Breccien des Kimberley District, West-Australien.

Ober-Devon:

Melaphyr (Dolerit) im Liegenden des Avon River-Sandsteins, Gippsland, Victoria.

Tuffe von Tamworth und Yass und der westlichen Küstengebirge von Neu-Süd-Wales.

Unter-Devon:

Porphyr von Snowy River und Mitta Mitta.

Unter Silur:

Tuffe von Lyndhurst, Neu-Süd-Wales.

Cambrium:

Diabas von Heathcote, Mount Camel Range und bei Geelong, Victoria.

Cambrium? oder Praecambrium?

Lithomarge oder Bolus bei Willunga, Süd-Australien (fraglichen vulkanischen Ursprungs).

Diabas, Agglomerat und Aschen von Pilbara, West-Australien, und von Charters Towers, Queensland.

II. Über den tektonischen Ursprung der sogen. cambrischen Eiszeit Süd-Australiens.

Allgemeine Orientierung.

Der australische Kontinent ist in gewisser Beziehung dem alten Scheitel Asiens und seiner Umgebung vergleichbar. Wenn auch das Innere eine ganz bestimmte Eigenart aufweist, so stimmt doch die Entwickelung der festonartigen Inselbögen von Neu-Guinea, Neu-Caledonien und Neu-Seeland in weitgehendem Maße mit den ostasiatischen Gebirgsketten überein. Eine eingehendere Erörterung der Beziehungen zwischen den australo-pacifischen Inseln und Neu-Holland verbietet sich durch die geringe Kenntnis dieser Inselgebiete, doch scheint es der Mühe wert, unsere Kenntnisse über das australische Festland zusammenzufassen, da, wie schon erwähnt, die Ansichten von Suess durch die Forschungen des letzten Vierteljahrhunderts wesentlich verändert und ergänzt worden sind.

Australien hat die Form eines symbolischen Herzens, dessen im Norden gelegene Spitze durch den Einbruch der Timor- und Arafura-Seen und des Golfs von Carpentaria abgetrennt ist. Der Einbuchtung entspricht die Great Australian Bight im Süden, und die beiden Hälften zeigen trotz ihrer äußerlichen Symmetrie innerlich einen wesentlich verschiedenen Bau. Die Gesamtfläche beträgt beinahe 3000000 engl. Quadratmeilen (etwa 7,6 Mill. Quadratkilometer, d. h. mehr als drei Viertel der Größe von Europa).

Die Oberfläche des Kontinents besteht aus Ebenen, Hochebenen und Rumpfgebirgen, die das Becken des Lake Eyre und seiner Nachbarn umgeben. Der tiefste Punkt dieser Binnendepression liegt im Lake Eyre selber, und zwar etwa zwölf Meter unter dem Tiefwasserstand des Meeres bei Port Adelaide. Die Hochebenen bestehen aus rezenten Ablagerungen und Plateaux von verschiedenem Alter: im Westen finden wir präcambrische, krystalline Schiefer, im Zentrum, Norden und Nordosten Obere Kreide mit deren Verwitterungsprodukten, im Osten Trias, im Norden und Nordosten Dyas, im Süden vorwiegend marines Tertiär, wie z. B. im Bunda-Plateau.

Die Küsten dieses Insel-Kontinents, die 8850 engl. Meilen messen, sind, dem inneren Bau entsprechend, in den erwähnten Regionen von Steilhängen der betreffenden Formationen gebildet. Da wo die Gebirge am Außenrand erscheinen und an den

Ozean herantreten, lösen sie sich in Klippenreihen und Inseln auf, eine Küstenform bildend, die etwa dem „ästurischen Riastypus“ entspricht. Die Flachküsten sind vielfach mit Dünen und im Norden und Nordosten von Laterit bedeckt und von Korallenriffen umsäumt. Nahe den Mündungen von tropischen und subtropischen Flüssen dehnen sich Schlammablagerungen über weite Strecken als Mangrovesümpfe aus.

Über dieses weite Tafelland erhebt sich ein ausgedehntes, wenngleich verhältnismäßig niedriges Gebirgssystem präcambrischer Schichten, das in einer Reihe von Gebirgs- und Hügelketten den Kontinent durchquert, ohne daß die Plateau-Ablagerungen wesentliche, durch die Gebirgsbildung bedingte Höhenveränderungen zeigen. Das östliche Küstengebirge ist das zusammenhängendste und höchste und hat den Namen Great Dividing Range erhalten, weil es die Wasserscheide zwischen den kurzen Küstenströmen und den großen Flußsystemen des Lake Eyre, Murray und Darling bildet. Diese große Grenzkette erstreckt sich von den tasmanischen Hochländern im Süden längs der Küste bis in die Cape York-Halbinsel, dann über die Torres-Straße als versunkenes Gebirge, deren höchste Gipfel heut nur noch als Inseln in dem Barrier-Riff auftauchen, nach Neu-Guinea. Sowohl die Bass- wie die Torres-Straße sind jüngere Meereseinbrüche von geringer Tiefe, so daß der geologische Zusammenhang von Tasmanien bis West-Neu-Guinea keinem Zweifel unterliegt. Die Gebirgszonen von Ost-Neu-Guinea, Neu-Caledonien und Neu-Seeland bilden die südliche Fortsetzung der ostasiatischen Inselbögen, die Richthofen „Zerrungsgebirge“ nennt.

Der dem Pacifischen Ocean zugekehrte Absturz der Grenzkette ist steil und zerklüftet, während hingegen der landeinwärts fallende Abhang ganz allmählich zu dem Niveau der großen zentralen Hochfläche herabsinkt. Den höchsten Punkt bildet Mount Townsend (7350 engl. Fuß) in den sogenannten Australian Alps in dem südöstlichen Winkel des Kontinents. Nach Westen verläuft eine schmale Gebirgskette bis zu den Grampians. Von der Hauptgrenzkette gliedert sich in Queensland im 27. Grad südlicher Breite ein in nordwestlicher Richtung nach dem Golf von Carpentaria verlaufendes niedriges Gebirge ab. Den Raum zwischen der Grenzkette und dem nordwestlich verlaufenden Gebirge füllen mehrere nordnordwestliche Höhen- und Hügelzüge. Die nordwestliche Kette begrenzt südlich vom Carpentaria-Golf das zentrale Plateau mit einem steilen nach Norden abfallenden Sturz, der nie 2000 engl. Fuß an Höhe überschreitet. Im Westen von der Grenzkette werden

die parallel verlaufenden Gebirgszüge, deren Haupterhebungen die Namen Barrier, Grey, Mount Lofty, Flinders und Port Darwin Ranges erhalten haben, immer unscheinbarer, was Höhe und Zusammenhang betrifft, und zeigen in den Regionen ausgesprochener Wüsten- und Tropendenudation den sogenannten Inselgebirgs- oder Kopjelandschaftstypus Südafrikas — schroffe, kahle Gebirgskuppen und -Züge, welche inselartig aus einem ebenen oder gewellten Sandmeer emporragen ohne jegliche umgebenden Schuttmassen. Diese Oberflächenform entspricht geomorphologisch vollkommen den von Passarge[1]) beschriebenen Bergformen.

Die westlichen Glieder dieses Gebirgssystems sind im wesentlichen von unbedeutender Erhebung. Im Norden von West-Australien, westlich vom 130. Grad östlicher Länge treten niedrige Züge unter dem zentralen Tafelland hervor und verlaufen bis zur Küste; im Südwesten bildet das imponierende Escarpment, welches den Namen Darling Range erhalten hat, die Grenze des mächtigen Plateaus, das aus verschiedenen parallellaufenden Zonen archäischer Gesteine besteht. An der Küste betragen die höchsten Punkte selten 3000 Fuß. Die Gebirge Zentral-Australiens, Musgrave, Mann, Tomkinson und andere, verlaufen in ostwestlicher Richtung. Sie verdanken ihre Entstehung nicht einem rein tektonischen Grund, sondern dem Empordringen von ungeheuren eruptiven Magmen. Ihre höchste Erhebung ist Mount Woodroffe (5200 engl. Fuß).

Mit der Ausnahme der zuletzt erwähnten gehören die Gebirgszüge Australiens einem und demselben Faltungssystem an, welches in annähernd parallelem Streichen die alten präcambrischen Schichten in nordsüdlicher Richtung über den Kontinent gefaltet hat. Da die Tafelländer, die sie umgeben, am wenigsten an diesen Faltungsvorgängen teilgenommen haben, so ergibt sich, daß die hauptsächlichste faltungsbildende und schichtenquetschende Periode das Praecambrium selber oder das Cambrium gewesen ist. In ihr spielten sich die größten Gesteinszerrungen ab. Ihr folgte eine Faltungsperiode von einer andauernden, doch in minderem Maße wirkenden Faltungsintensität, die sich bis in das Carbon geltend machte; gerade das gänzliche Fehlen von Obercarbon in Australien scheint darauf hinzuweisen, daß diese Periode gebirgsbildend tätig gewesen ist. Die ältere Faltung entspricht ungefähr der Richthofenschen „sinischen" Faltungsperiode. Bemerkenswert ist das gänzliche Fehlen von größeren Überschiebungen während

[1]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1904, Tafel 7.

dieser Periode in sämtlichen Gebirgen, eine Erscheinung, die sich fast im ganzen pacifischen Umkreise wiederholt.

Diesen Faltungen folgte eine ausgeprägte, am Schlusse der Trias beginnende Bruchperiode, die sich durch das Tertiär fortsetzt und auf dem Festlande Niveauveränderungen bis zu 160 Metern hervorgerufen hat. Das letzte Ausklingen dieser Brüche sind die Erderschütterungen Süd-Ost-Australiens, die sich noch in der Gegenwart geltend machen. Die Brüche Süd-Afrikas sind Parallelerscheinungen dieser Bruchperiode.

Die Darling Range ist die heutige geographische Grenze der alten Gebirgszüge im Westen von Australien und ist in geologischer Beziehung der östliche Teil des spät- oder posttriadischen Bruches, der den Einbruch des Indischen Ozeans und das Versinken des früheren Indo-Africo-Austral-Kontinents bedingte. Dieser Vorgang hat chronologischen Zusammenhang mit der mächtigen Verwerfung der Hawkesbury-Sandsteinschichten in den Blue Mountains, mit welcher die Bildung der tiefen Häfen von Neu-Süd-Wales und Victoria durch gleiche tektonische Vorgänge verbunden ist. Angesichts der parallelen Brüche Süd-Afrikas ist anzunehmen, daß der Einbruch des Indischen Ozeans auf beiden Seiten gleichzeitig erfolgt ist. Demzufolge ist Australien auf der pacifischen Seite wohl lediglich durch Zerrung, auf der afrikanisch-indischen Seite durch Einbrüche gebildet worden.

Von welch kolossalem Druck die ältesten Gesteinsschichten bei diesen tektonischen Vorgängen betroffen worden sind, ist im großartigen Maßstab in allen alten Gebirgsketten Australiens ersichtlich. Heim[1]) hat gezeigt, daß die Faltung der Alpen die Breite der Sedimente um 120 Kilometer verkleinert hat. Wenngleich andere Beobachter anderer Meinung sind, so bestätigen alle, daß die Schichten einen außerordentlichen seitlichen Druck erlitten haben. Solche Extreme von gebirgsbildenden Kräften haben in Australien, vorzugsweise in Süd-Australien, eigene kataklastische Phänomene hervorgerufen, die neuerdings vielfach als von Gletschern herrührend gedeutet worden sind. In Wirklichkeit kann man sie so auffassen, daß sie die Zonen minoris resistentiae andeuten, in denen während der Faltungsvorgänge die größten substantiellen Bewegungen der Gesteinsmassen stattgefunden haben, somit die Wirkungen großer Lateralkompressionen in diesen Zonen konzentrierten und vollends zur Geltung gelangen ließen.

Ein Endresultat solcher Vorgänge, eine Pseudoglazialablagerung, soll jetzt näher beschrieben werden:

---

[1]) Mechanismus der Gebirgsbildung, Band II, 1878, S. 213.

Pseudoglaziale Erscheinungen.

Im Jahre 1901 wurde die geologische Welt durch die Entdeckung von Rev. Howchin in Staunen versetzt. Es sollten ausgedehnte cambrische Ablagerungen glazialen Ursprungs in Süd-Australien auftreten, die sich über Hunderte von Meilen erstreckten. Da ich das Gebiet genau kenne und niemals dort Gletscherbildungen beobachtet hatte, machte ich mit 'meinem Kollegen J. D. Iliffe eine genaue Aufnahme. Es ergab sich, daß wir nicht in der Lage waren, Herrn Howchin beistimmen zu können, und wir legten im April 1905 unsere Ansichten einer Versammlung der Royal Society zu Adelaide vor. Leider gelangten einige Mitglieder der Versammlung zu der Annahme, daß unsere Anschauungen einen persönlichen Angriff gegen Howchin bedeuteten, und die Veröffentlichung unterblieb.

Wir verdanken es hauptsächlich dem Landesgeologen von West-Australien, Mr. A. Gibb-Maitland, welcher das betreffende Gebiet während der Tagung der Geological Section der Australasian Association[1]) fachmäßig untersucht hatte, daß unsere Arbeit bei dieser Gelegenheit zur Geltung kam[2]. Er betonte, daß unsere Ansichten ganz den seinigen entsprächen[3]). Auf die freundliche Anregung von Professor Watts und Dr. Malcolm Maclaren legten wir im November letzten Jahres, als Howchin eine Abhandlung angekündigt hatte, unsere Arbeit der Geological Society zu London vor[4]).

Die von Howchin als glazial gedeuteten Ablagerungen sind schon seit langem bekannt und auch von anderen in derselben Weise gedeutet worden. Wir geben zunächst einen Überblick früherer Beobachtungen.

---

[1]) Abgehalten zu Adelaide im Januar 1907.

[2]) Notes on Crush-Phenomena in the Cambrian Rocks near Blackwood, South Australia.

[3]) Vergl. „Advertiser“, Adelaide, Jan. 16., 1907: „The deposit has been examined by myself and other geologists at present in South Australia, and the evidence which Messrs. Iliffe and Basedow adduced in their paper has been amply borne out by field evidence . . . I may add that Mr. A. F. Maclaren, who was formerly attached to the geological survey of Queensland, and subsequently to that of India, whence he has just arrived, fully agrees with me that the evidence adduced by Messrs. Iliffe and Basedow is incontestable so far as it goes.“

[4]) On a Formation Known as „Glacial Beds of Cambrian Age“ in South Australia.

Als der Amerikaner SELWYN[1]) als Regierungsgeologe von Victoria in 1859 im Auftrage der südaustralischen Regierung eine Reise von Cape Jervis bis in das nördliche Flindersgebirge unternahm, entdeckte er bei Mount Serle ein eigenartiges Konglomerat zwischen den Tonschiefern und krystallinen Schiefern, die er auf Grund der Analogie mit anderen ihm bekannten Gebieten als Silur betrachtete. Von Gletscherablagerungen ist keine Rede, obwohl er bei dieser Angelegenheit den jetzt berühmt gewordenen für alt-dyadisch[2]) gehaltenen Gletscherschutt und Schrammen in der Inman Valley entdeckte; später hat TATE[3]) im Jahre 1879 bei Halletts Cove die wunderbaren Glazialerscheinungen nachgewiesen.

In einem amtlichen Bericht von 1884 beschreibt H. P. WOODWARD[4]), damals Staatsgeologe in Süd-Australien, die Geologie von Farina und den Distrikten östlich bis zur Grenze von Queensland. Nach Aufzählung der Schichtenfolge macht er auf ein Konglomerat aufmerksam, welches einem Geschiebeton („boulder clay") gleich sein soll, und dessen Entstehung wahrscheinlich so zu deuten sei, daß Eisberge bei ihrem Schmelzen Gesteinsblöcke und Moränenschutt mit tonigem Sediment zusammen auf den Meeresgrund fallen ließen. Auch er betrachtete die Formation als primär („Silur").

Fast gleichzeitig und unabhängig entdeckte H. Y. L. BROWN[5]), Landesgeologe in Süd-Australien, bei Mount Nor-West gleichartige Konglomerate und im Sturt Creek schiefrige Gesteine, die Blöcke und gerundete Gerölle von Graniten und metamorphischen Gesteinen enthielten, und die von vereinzelten Bändern groben Sand- und Kalksteins durchzogen waren[6]). In demselben Jahre wies J. G. O. TEPPER[7]) kurz auf das Vorkommen

[1]) A. R. C. SELWYN: Report on Journey from Cape Jervis to Mount Serle. By Authority. Adelaide 1859.

[2]) DAVID bezeichnet sie als Permo-Carbon: Rep. Glacial Committee Austr. Assoc. Adv. Science, Adelaide 1893. Stratigraphisch betrachtet, kann man jedoch nur behaupten, daß der Gletscherschutt direkt auf geschrammtem Praecambrium liegt, und daß sein Hangendes von marinem Miocän gebildet wird. Auf Yorke Peninsula wird ferner der Beweis geliefert, daß das Alter präeocän ist. Die Veranlassung zur Annahme einer dyadischen Vergletscherung wird gegeben durch lithologischen Vergleich mit der Bacchus Marsh.Formation in Victoria.

[3]) RALPH TATE: Transactions Philosophical Society, South Australia 1879.

[4]) Rep. on Geology of Country East of Farina usw. By Authority. Adelaide 1884.

[5]) Rep. Government Geologist. By Authority. Adelaide 1884, S. 9.

[6]) a. a. O., S. 10.

[7]) J. G. O. TEPPER: Phys. of Kangaroo Island; Part II., Garden and Field 1884.

von Konglomeraten in altkrystallinen Schiefern bei Hogg Bay, Kangaroo Island, hin. Er erklärte sie jedoch als Küstenablagerungen.

Im Jahr 1898 beschreibt Brown abermals Konglomerate von der Umgebung von Wadnaminga[1]), die einige mächtige Gerölle einschließen und nach seiner Ansicht wahrscheinlich von Gletschern in sehr entlegener geologischer Vorzeit abgesetzt worden sind. Auch bei Manna Hill hat er eine solche Blockpackung („boulder and pebble conglomerate") gefunden, welche als Silur oder Cambrium angesehen wird[2]).

Nun erschien im Jahre 1901 in den Abhandlungen der Royal Society von Süd-Australien eine Arbeit von W. Howchin[3]), in der er auf das Vorkommen von Glazialablagerungen cambrischen Alters in Süd-Australien hinweist. Sie werden beschrieben als ein ungeschichteter sandiger Ton (mudstone), der Gerölle enthält von Erbsengröße bis zu Blöcken von Metergröße. Als Hauptbeweis für die Hypothese der glazialen Entstehung werden geschrammte Gerölle von „bezeichnendstem Aussehen" angegeben. Die Formation wird lediglich wegen des Fehlens von Versteinerungen und des Vorhandenseins von erratischen Blöcken sedimentären Ursprungs als cambrischen Alters betrachtet.

Später, bei der jährlichen Versammlung derselben Gesellschaft, im Oktober desselben Jahres legte Howchin[4]) Proben von Quarzit aus der Umgebung von Petersburg vor, die angebliche Gletscherschrammen zeigen sollten, sowie auch ein ähnlich geschrammtes Stück von Schrift-Granit. Das nächste anstehende Vorkommen dieser Gesteine sei auf der Halbinsel York zu suchen. Hieraus ergibt sich nach Howchin die Hauptrichtung der Gletscherbewegung.

---

[1]) H. Y. L. Brown: Record of Mines South Austr.; Wadnaminga Goldfield. By Authority. Adelaide 1898.

[2]) Idem: The Manna Hill Goldfield; Geol. Map, Adelaide. Während das Manuskript dieser Arbeit druckfertig gemacht wurde, erhielt ich den letzten Band der „Records" of the Mines of South Australia (Feb. 24, 1908), in welchem Brown sich folgendermaßen über seine Kenntnisse dieser Formation äußert: Pebbles and boulders occur in conglomerates of the Mount Lofty Flinders, and other ranges; some of these are striated and considered to indicate deposition by means ot ice action in the Cambrian period. Doubt has recently been thrown on these conclusions in the case of some conglomerates of the Mount Lofty Range, and it is still a matter of controversy amongst geologists whether these phenomena are of glacial origin or due, wholly or in part, to earth movements and fluviatile action.

[3]) W. Howchin: Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd.XXV, Part I, S.10.

[4]) Idem: Proceeds Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXV, Part II, S. 152.

Im September 1901 besuchten T. W. E. DAVID und E. J. PITTMAN aus New South Wales unter Führung des Entdeckers die Ablagerungen und bestätigten Mr. HOWCHINS Beobachtung in jeder Hinsicht[1]).

Auch CHAS. CHEWINGS[2]) machte nun auf die Formation im Osten von Leigh's Creek aufmerksam, die schon 1884 von H. P. WOODWARD eingehend beschrieben war. Bei der neunten Versammlung der Australasian Association for the Advancement of Science wies HOWCHIN[3]) abermals kurz auf „glacial beds of assumed cambrian age" hin, die im Norden und Süden von Adelaide auftreten. Etwa 160 Meilen nördlich der Stadt sollen die Ablagerungen in verschiedenen, parallel gefalteten Zügen aufgefunden worden sein. Die eingeschlossenen Gerölle seien in vielen Fällen dem Distrikt fremd und zeigen vielfach auf ihren Flächen Andeutungen von Gletschertätigkeit.

Eine kurze Notiz seitens DAVIDS ist diesem Bericht beigefügt, in welcher der Autor folgende Punkte besonders betont: 1. Daß die Beweise des Glazialcharakters der Formation zweifellos seien; sehr viele der eingeschlossenen Gerölle, besonders im Petersburg-Distrikt, zeigen gut erhaltene Gletscherschrammen, so klar und deutlich wie auf Steinen von pleistocänen oder rezenten Gletschergebilden. 2. Daß das Alter der Ablagerung sich mit Bestimmtheit nachweisen lassen wird. Das Alter wird vermutlich als zwischen Unter-Silur (Ordovician) und Algonkian angenommen. DAVID beschrieb ferner, in Übereinstimmung mit S. G. BECHER[4]), die bekannten goldhaltigen Konglomerate von Nullagine (Pilbara) in West-Australien als Gletscherablagerungen des südaustralischen (?) cambrischen System und wies darauf hin, daß sie mit einem „finely laminated, shaly, altered" Gestein auftreten, daß er mit dem Tonschiefer von Tapley Hill verglich. GIBB MAITLAND[5]) zeigte jedoch, daß die geschrammten „Gerölle", die BECHER und DAVID als glazialen Ursprungs gedeutet hatten, durch mechanische Gesteinsdeformation entstanden sind, und daß DAVIDS Parallelbildung der Tapley Hill-Tonschiefer vulkanische Tuffe sind. MAITLAND wiederholte diese Anschauung mit ferneren Beweisen bei der letzten Versammlung der Australasian Association zu Adelaide im letzten Jahre.

---

[1]) South Austr.: „Register" und „Advertiser".

[2]) CH. CHEWINGS: Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXV, Part I.

[3]) W. HOWCHIN: Report of S. Austr. Investigation Committee. Austr. Assoc. Adv. Science; Bd. IX, 1902, S. 198—199.

[4]) Report of Department of Mines for the year 1895.

[5]) Geological Survey West-Australia, Bulletin 20. Report on Pilbara Goldfield. By Authority. 1905.

W. E. WOOLNOUGH[1]) beschrieb in einer petrographischen Abhandlung ein Gestein, das zwischen der Inman Valley und Williamstown auftritt und in seiner allgemeinen Beschaffenheit und in seinem stratigraphischen Verhältnis stark an eine Wiederholung der cambrischen Gletscherablagerungen erinnert. Das betreffende Gestein ist unserer Meinung nach ganz ähnlich dem von WOODWARD aus der Umgebung von Farina beschriebenen.

Auch J. W. GREGORY[2]) schließt sich ganz der Meinung von HOWCHIN an.

Vor Kurzem hat MAWSON ähnliche Geröllformationen wie sie in Süd-Australien weit verbreitet sind, auch in den Barrier Ranges, Neu Süd-Wales, gefunden.

Da unsere Ansichten in den Transactions der Royal Society von HOWCHIN[3]) in der Eigenschaft als Redakteur der Gesellschaft kritisiert worden sind, ohne daß sie in toto veröffentlicht wurden, hielten wir es für durchaus notwendig, eine etwas genauere Darstellung zu geben, als sonst nötig gewesen wäre.

Die „Konglomerate", um die es sich handelt, besitzen in Süd-Australien weite Verbreitung, doch hat jedes Auftreten eine lokale und verhältnismäßig beschränkte Ausdehnung, so daß kein direkter Zusammenhang der einzelnen, oft durch viele Hunderte von englischen Meilen getrennten Vorkommen besteht. Als Hauptfundorte mögen erwähnt werden Sturt Valley, Onkaparinga, Kangaroo Island, Gawler, Petersburg, Olary, Yudanamutana, Mount Fitton und Mount Norwest. Auch in den Mann Ranges sind ganz ähnliche „Konglomerate" von mir[4]) untersucht worden, die in ihrer Entstehung den obigen gleich sind; doch hat im letzteren Fall der Metamorphismus das Gestein beträchtlich verändert, so daß die Hauptmasse durch Glimmerschiefer und Augengneis gebildet wird. Dieses Gestein entspricht dem Vorkommen, welches von WOODWARD und WOOLNOUGH beschrieben worden ist. Aus dem australischen Nord-Territorium habe ich im Jahre 1905 über ein gleiches „Konglomerat" amtlich berichtet[5]).

Da die geologischen Vorkommen in einzelnen Aufschlüssen an den verschiedenen, oben erwähnten Punkten mit wenigen

[1]) W. E. WOOLNOUGH: Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXVIII, 1904, S. 207—208.

[2]) J. W. GREGORY: „Dead Heart of Australia". London 1904.

[3]) Vol. XXIX., pp. 334 u. 335, Vol. XXX., pp. 233 u. 243.

[4]) Geolog. Report South Austr. Prospecting Expedition 1903; Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXIX, 1905, S. 69.

[5]) Report Explorations by Government Geologist and Staff 1905. By Authority. 1906, S. 9—11.

Ausnahmen in auffallender Übereinstimmung sind, und die, das Gestein zusammensetzende Masse an den verschiedenen Orten lithologisch eben so identisch ist, wird in dieser Arbeit nur ein typischer Fundort der Formation beschrieben, nämlich das zuerst von Howchin erwähnte Vorkommen in der Sturt Valley. Dasselbe liegt etwa 8 engl. Meilen südlich der Hauptstadt Adelaide in den Mount Lofty Ranges. Diese Gebirgskette verläuft in nördlicher bis nordöstlicher Richtung und wird von dem Sturt River in schlängelndem Laufe quer durchschnitten. Das Schichtstreichen entspricht im ganzen genommen der Längsrichtung der Kette. Das Fallen in dem Sturt River Gebiet westlich vom „Konglomerat" ist meistens nach Westen gerichtet, trotzdem die Faltungserscheinungen einen sehr verwickelten Charakter tragen; östlich davon schwankt der Einfallswinkel zwischen weiten Grenzen. Die Schichten westlich des Konglomerats bestehen aus blaugrauen Tonschiefern (clay slate), die unter dem Namen „Tapley's Hill slates" ihres ökonomischen Wertes halber bekannt geworden sind. (Siehe Fig. 14 u. 15). Gegen Westen bei Marino werden sie von quarzhaltigen, feinkrystallinen grauen, blauen und rötlichen Kalksteinen, die teilweise dolomitisch sind, überlagert. Obgleich letztere viel abgebaut werden zu hydraulischem Zement und so die wissenschaftliche Untersuchung bedeutend erleichtert haben, so hat man trotz eifrigen Absuchens wenig von paläontologischem Interesse (und das Wenige nur mikroskopisch) in ihnen gefunden. David hat *Radiolaria* festgestellt, und Iliffe fand *Girvanella*-Strukturen in einigen von ihm gefertigten Dünnschliffen. Die Tapley's-Hill Tonschiefer sind längs ihren Schichtflächen fein und bunt gebändert, eine Erscheinung, die bei mikroskopischer Untersuchung sich als durchaus sekundär ergibt und im innigen Zusammenhang mit Druck, Schieferung und Imprägnation von Eisenprotoxyd steht. Die Grundmasse besteht wesentlich aus sehr feinen Lamellen von Ton und abgerundeten Quarzkryställchen, deren Längsachsen parallel stehen. Weniger hervortretend ist Glimmer und selten Glaucophan. Die Schiefer sind auf weite Strecken hin durchaus homogen, schließen aber vereinzelt kleine, 5 bis 10 cm lange platt-spindelförmige Eisenkonkretionen ein.

Bei eintretender Verwitterung zersetzen sich die Schiefer in einen weißen, weichen Ton. Im großen und ganzen sind die Klüftungen der Schichten deutlich ausgeprägt. Ferner hat der laterale Druck sich in Zonen so geltend gemacht, daß das ganze Gestein von Klüften durchsetzt wird, die ein rhombisches Netzwerk bilden. Die beiden auf der Oberfläche sichtbaren Systeme von Trennungsflächen werden als sogenannte „Pseudo-Sonnen-

spalten“ (sun-cracks) bezeichnet. Wo der Druck sich auf weite Strecken gleichmäßig und nicht im Übermaße geltend gemacht hat, ist diese Klüftung gar nicht oder aber nur undeutlich vorhanden; an seiner Statt werden die Flächen, auf die der Druck tangential gewirkt hat, von einer undulierenden wellenförmigen Fältelung bedeckt, die von verschiedener Wellenlänge ist. Beispielsweise wird erwähnt ein Steinbruch am Tapley's Hill, wo die Länge einer jeden Welle (die insgesamt eine große, steile

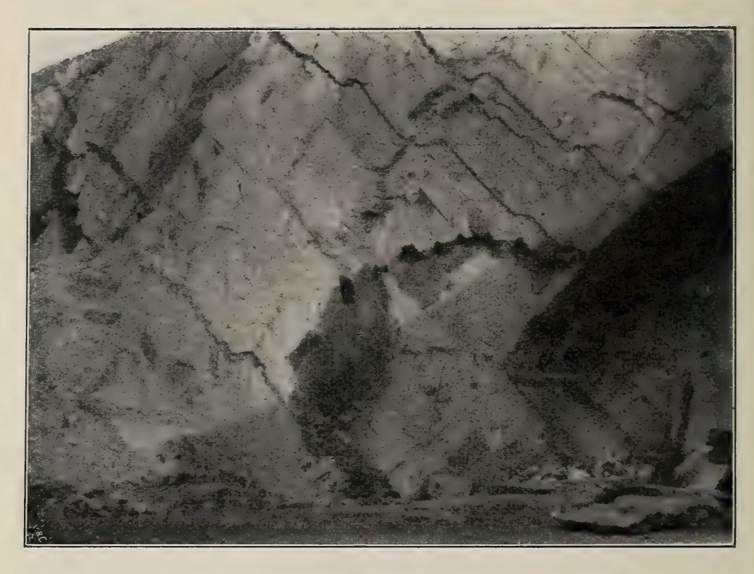


Fig. 14.
Tonschiefer von Tapley's Hill, in einem Steinbruch bei Sturt, Süd-Australien.

Oberfläche der Schichten bedecken) einen Fuß betrug, während auf einer zwanzig Fuß messenden Schicht bei Happy Valley die Länge der einzelnen Wellen nicht 10 cm überstieg. Diese undulierende Faltung wird vielfach auf Küstenbrandung zurückgeführt, doch ergeben sich bei eingehenderer Untersuchung wesentliche Unterschiede. Sie ist der selten auftretenden Form von echten Strandrippeln mit gleicher Lee- und Luvseite am ähnlichsten. Niemals haben wir die echte in Strandgebieten auftretende Form mit flacher Lee- und steiler Luvseite beobachtet. Der Vorgang dieser Furchenbildung ist somit auch als eine geologische Nachahmung zu betrachten, durch die eine

„Pseudorippel“ entsteht. Wo das Gestein nicht durch Klüftung oder Pseudosonnenspaltung nachgegeben hat, haben sich Pseudorippeln der „unregelmäßigen Dünenform“ gebildet.

Die Schichten sind einigen untergeordneten Faltungen und Verwerfungen unterworfen und stehen daher in Gegensatz zu der starken Faltung des Ostens bei Blackwood. Dieser Gegensatz dürfte auf einer großen Überschiebung beruhen, welche die Westgrenze des „Konglomerats“ bildet, so daß die eben beschriebenen Tapley's Hill-Tonschiefer das „Konglomerat“ über-



Fig. 15.

Stark gefaltete Tonschiefer des Tapley's Hill-Typus bei Wilkindinna in den Flinders Ranges, Zentral-Australien, nördlich von Tapley's Hill.

Auf der rechten halben Seite des Bildes sind eigentümliche rundliche und andere Bildungen auf der glatten Oberfläche sichtbar, die Felsgravierungen der Eingeborenen darstellen.
Siehe Zeitschrift für Ethnologie 1907, S. 707—717.

lagern. Die aufgeschobene Scholle zeigt geringfügige Dislokationen. So kommt es, daß an dieser westlichen Grenze ein relativ scharfes Aneinanderstoßen des „Konglomerats“ mit den Tapley's Hill-Tonschiefern wahrnehmbar ist, während an der entgegengesetzten östlichen Grenze in der „Blackwood Series“ ein Maximum von tektonischen Veränderungen in den Gesteinen deutlich hervor-

tritt. Die Begrenzungsschichten im Osten bestehen im normalen Zustand aus reinen und feldspathaltigen Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern. Diese stehen den Tapley's Hill-Tonschiefern lithologisch ganz nahe; auch bei natürlicher chemischer Umsetzung bleibt ihre äußere Erscheinung etwa dieselbe. Die Schichten alternieren miteinander und erscheinen in Querschnitten als überlagerte Bänder, deren Dicke von wenigen Millimetern bis zu etwa 50 Zentimetern und darüber schwankt. Faltungen vom kleinsten bis zum großen Maßstab, meist mit Gesteinszerreißung verbunden, sind in den Bänderschiefern intensiv ausgeprägt. Das Streichen und die Neigung unterliegen erheblichen Schwankungen, da die Faltungen zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Richtungen gewirkt haben. In dieser Hinsicht wiederholen die Blackwood-Schichten dieselben Erscheinungen der Tapley's Hill in viel ausgeprägterer Weise. Die oben beschriebene sonnenspaltähnliche Klüftung und Fältelung sind doch nur Stadien einer in wechselnder Richtung wirkenden Faltung. Lamplugh [1]) hat in seiner Arbeit über „Crush conglomerates" in der Isle of Man eine ganz ähnliche Erscheinung beschrieben, indem er sagt: „the finer graines flaggy beds are sometimes finely tesselated by narrow, regular pleats in parallel sets, crossing each other obliquely".

Wenn man sich dem „Konglomerat" von Osten her nähert, so breitet sich dem Auge eine Aufeinanderfolge von Antiklinalen und Ausquetschungen [2]) der Schichten, wie sie im vergrößerten Maßstab von dem berühmten Querschnitt der Berner Oberlande her bekannt ist; es folgen Isoklinal- und Fächerfaltungen und endlich eine Masse von stark gefalteten und zerquetschten Schichten. Letztere sind sowohl stark gefaltet im ganzen wie auch im einzelnen; die gefalteten Lamellen gehen bis zu mikroskopischer Feinheit herab. Die dünnen blätterartigen Schichten sind so vom lateralen Druck beeinflußt worden, daß einzelne Schichten im Raum von wenigen Quadratzentimetern sich mehrere Male isoklinal parallel gelagert haben und alsdann in vielfach gezackten und geknickten Kurven auslaufen. (Siehe Taf. VII Fig. 2.) Schließlich erreicht die Faltung ihren Höhepunkt: die Mittelschenkel werden ausgequetscht, so daß eine isoklinale Zerrungsstruktur des Gesteins entsteht. Als Endergebnis dieses Vorganges wird die ursprüngliche Schichtung des Gesteins vollkommen ver-

[1]) Quart. Journ. Geol. Society London, Bd. 51 (1895), S. 567.

[2]) Vgl. H. Y. L. Brown: „The thickness of the quartzose bands is very irregular, and they thin out considerably in short distances." — Rep. Gov. Geol. Adelaide. By Authority. 1884, S. 10.

wischt; es bleibt eine mehr oder minder geschieferte Masse übrig.

Wo sich dagegen alternierende Gesteinsschichten von Tonschiefer und Quarzit befinden, bedingt der Gebirgsdruck eine veränderte Wirkung. Der Quarzit, ein hartes, homogenes Gestein, vermag dem Drucke nicht nachzugeben, wie es bei dem plastischen Schiefer der Fall ist, und wird bei der Faltung ausgequetscht. Die auf diesem Wege entstandenen linsenförmigen Massen werden durch kleine Verwerfungen entweder gänzlich voneinander getrennt oder hängen noch vermittelst einiger Gesteinslamellen mehr oder minder zusammen.

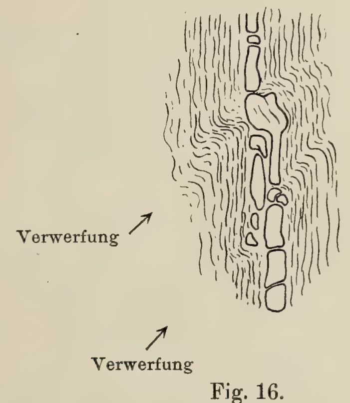


Fig. 16.
Zertrümmerung einer Quarzitbank in tonigen Übergangsschichten. Eisenbahneinschnitt bei Blackwood, Süd-Australien.

Diese abgequetschten Quarzitfetzen, die ausschließlich primären Ursprungs sind, dürfen nicht mit chemisch ausgeschiedenem Gangquarz verwechselt werden, der sich ebenfalls vorfindet und nach der Faltung in dem Gestein entstanden ist. Wenngleich diese Quarzgesteine in makroskopischen Stücken Ähnlichkeiten aufweisen, so ergeben sich bei mikroskopischer Untersuchung unter ihnen große Unterschiede: Diese sind dadurch zu unterscheiden, daß in dem Quarz die chemisch-krystallinen Eigenschaften deutlich hervortreten, während in dem Quarzit eine ursprünglich arg zertrümmerte Masse, die durch sekundäre Infiltration zusammengekettet ist, vorliegt. Die chemische Neubildung des Quarzes erfolgte am Schlusse des Faltungsprozesses. Der Verlauf der einzelnen Quarzlamellen gibt in höchst interessanter Weise die komplizierten Schichtenfalten wieder. Außer

den oben erwähnten Linsenketten weisen die geschichteten Quarzite noch andere wichtige kataklastische Erscheinungen auf. Wo die Schicht aus einem feinkörnigen homogenen Quarzit besteht, ist sie meist längs vieler unregelmäßiger Ebenen geborsten, wie sich in vielen Zonen von geringerer Druckstärke, namentlich bei Blackwood, nachweisen läßt. Bei anhaltendem Druck jedoch hat eine weitere Verschiebung an den kataklastischen Fragmenten stattgefunden, die ihre gegenseitigen Lagen mehr oder minder stark verändert haben (Fig. 16). Da der Druck nicht immer in derselben Richtung wirksam war, so haben diese Fragmente sich mehrmals in ihrer Lage verändert, schließlich vollkommene Torsionsbewegungen ausgeführt und hierbei eine beträchtliche Schleifung und Schrammung erlitten. In den Zonen der Druckextreme ist die tektonische Bewegung ebenso beträchtlich wie anhaltend gewesen. Von dieser Vorstellung ausgehend, kann man sich ein Bild der komplizierten Zusammenstellung machen, wie sie auf der beigefügten Photographie wiedergegeben ist (s. Taf. VII, Fig. 1). Zwischen Tonschiefer eingelagert, besteht eine Schicht aus teilweise intaktem Quarzit, der in ein aus identischem Gestein bestehendes kataklastisches Geröll-Lager übergeht, das fast ganz aus durch Torsion deformierten Fragmenten besteht, zum Teil aber auch eckige Stücke enthält und fast ohne Bindemittel ist. Andererseits enthält der Quarzit selbst gerundete Fragmente tektonischen Ursprungs, die äußerlich von Geröllen nicht zu unterscheiden sind, und die meist nur bei stark vorgeschrittener Verwitterung sichtbar werden.

Es ist interessant hervorzuheben, daß Woodward [1]) gleiche Erscheinungen in den angeblichen Gletscherablagerungen, östlich von Farina in den nördlichen Flinders Ranges von Süd-Australien gelegen, beschreibt. In diesem Vorkommen jedoch bestehen die Pseudogerölle und Grundsubstanz aus Granit. Iliffe hat gleiche Erscheinungen in subkrystallinen Kalksteinen in der Sturt Valley, Onkaparinga und Torrens Gorge in den Mount Lofty Ranges angetroffen. An vielen Punkten aber hat das Gestein in weit regelmäßigerer Weise dem Druck nachgegeben; nämlich in der Weise, daß es sich in viele parallel geordnete Gleitflächen gespalten hat, längs welchen kleine Verwerfungen nach Art der Staffelbrüche stattgefunden haben. Da nun die Schichtflächen gleichzeitig die schon beschriebenen Pseudorippelmarken tragen, so haben die einzelnen Fragmente dieser komplizierten Verwerfung meist einen ellipsoiden oder eiförmigen Umriß, und bei

---

[1]) H. P. Woodward: Rep. on Country East of Farina. By Authority. Adelaide 1884.

weitergehender Dislokation ist ein weiterer Anlaß gegeben zur Entstehung von Pseudogeröllen. Diese tektonischen Vorgänge erstrecken sich über weite Gebiete, und die einzelnen Phasen



Fig. 17.
Sogenannter „Floater": Eine durch tektonische Vorgänge abgequetschte Quarzitlage. Im Bilde sieht man, etwa ein Zentimeter unter dem Hammerstiel, deutlich die von Eisenniederschlägen dunkel-gefärbte Quarzitlage von der hellen, sie umgebenden schiefrigen Grundmasse sich abheben.

lassen sich überall deutlich verfolgen sowohl auf makroskopischem wie auf mikroskopischem Wege. Die obenstehende Abbildung (siehe Fig. 17) gibt ein Beispiel davon. Man sieht das Fragment

einer mächtigen metamorphischen Sandsteinschicht, das unten abgequetscht worden ist und von plastischen tonigen Gesteinslagen umgeben ist. Das durch den Faltungsprozeß abgequetschte Fragment und seine Umhüllung mit plastischem Gesteinsmaterial gibt im ganzen das Gepräge eines erratischen Blockes, über dessen tektonischen Ursprung jedoch kein Zweifel sein kann. Wenn solch ein Block isoliert angetroffen wird, so daß von seinem ursprünglichen Zusammenhang mit einer Sedimentärschicht in situ nichts zu sehen ist, so ist man bei erster Betrachtung geneigt, ihm eine Herkunft aus der Entfernung, das heißt ihm einen glazialen Ursprung zuzuschreiben. Gerade die durch den Druck konzentrisch angeordnete Umhüllung des plastischen Materials an der Unterseite hat eine auffallende Ähnlichkeit mit der Struktur, die hervorgehoben wird durch Fallen eines durch Treibeis getragenen Blockes auf den Meeresgrund; einige dieser Fälle werden auch tatsächlich als solche von Howchin gedeutet. In einem Steinbruche bei Blackwood, wo die zersetzte plastische Umhüllung der Pseudogerölle auf Ziegel verarbeitet wird, ist solch ein sogenannter „Floater" zu sehen, der einen Durchmesser von 10 Meter hat; neben ihm liegt ein kleineres Exemplar von 3 Metern. Die Form der Mehrzahl der Pseudogerölle ist bemerkenswerterweise ellipsoid, gut abgerundet und etwa der entsprechend, wie sie bei gewöhnlichen Rollsteinen der Brandungsküsten auftritt. Die Geröllform fehlt nur bei den bröckeligen, spröden Gesteinsfragmenten.

Diese ellipsoide Form der Gerölle findet sich in dem ganzen „Konglomerat" bei Blackwood sowie in der Sturt Valley und entspricht gerade jenen Gestalten, welche harte, in plastischen Schichten eingebettete Gesteinsmassen unter dem Einfluß der Torsion von gebirgsbildenden Vorgängen annehmen würden, indem sie bald in einer, bald in anderer Richtung sich schrammen und reiben. Zu bemerken ist jedoch, daß nur sehr vereinzelt Schrammen und Kratzen zu finden sind, die an echte Glazialwirkung erinnern. Der tatsächliche Beweis, daß sie als solche gedeutet werden könnten, ist nirgends vorhanden; jedoch hat sich im Anschluß an die australische „Eiszeit" eine alte vielbetrittene Frage wieder erneuert. In der Diskussion, die sich an die Verlesung einer Arbeit von J. E. Marr[1]) anschloß, äußerte sich Sir Archibald Geikie[2]) folgendermaßen: „In-

[1]) „Notes on a Conglomerate, Melmerby (Cumberland)."

[2]) Quart. Journal Geol. Soc. London, Bd. **55**, S. **11**. Nach Professor Frech kommen auch hier in Schlesien (ich schreibe diesen Bericht in Breslau) ähnliche pseudoglaziale Erscheinungen in carbonischen Konglomeraten bei Landeshut vor. Er macht mich

numerable examples might be adduced in which the stones in conglomerates had undergone striations in situ by earth movements and had thus acquired a most deceptive resemblance to boulders smoothed and striated by ice.“ Professor WATTS machte alsdann folgende wichtige Mitteilung: „It is difficult to conceive how any conglomerate which had passed through earth movements could escape having its pebbles striated. Less stress was now being laid on the value of striae to indicate former glacial action, and perhaps the time was coming when less importance would be attributed to the shape of the fragments and derivation from a distant source.“ Dennoch gibt HOWCHIN[1]) an, das „Hauptresultat“ seiner Untersuchungen, das die Frage einer Gletscherablagerung unzweifelhaft bestätige, sei der Fund von geschrammten Rollstücken „of the most distinct and characteristic types“.

Die Rollstücke der Formation bestehen aus metamorphischen Gesteinen, wie z. B. Gneis, Glimmerschiefer, Quarzit, krystallinen und dolomitischen Kalksteinen und Eruptivgesteinen. Am häufigsten ist ein ziemlich feinkörniger granitähnlicher Gneis, der aus Quarz, Mikroklin und Biotit besteht (siehe Fig. 18). Im Dünnschliff betrachtet, ergibt sich, daß die beiden letzteren Mineralien von Quetschzonen durchzogen und gebogen sind; der Quarz hingegen zeigt nur Andeutungen schwacher Biegung, geht aber infolge seiner Sprödigkeit sofort fast durchweg in Brüche über und ist somit entweder vollständig oder zonenweise zertrümmert. Undulierende Auslöschung gehört zu den typischen Erscheinungen des Dünnschliffes.

An den östlichen und westlichen Grenzen des kataklastischen Konglomerats nördlich von Blackwood treten Quarzit und Grauwacke auf, die aller Wahrscheinlichkeit nach als abgequetschte linsenförmige Einlagerungen aufzufassen sind. Am westlichen

---

auf seine Beschreibung aufmerksam, welche er einem Belegstücke im Breslauer Geologischen Museum hinzugefügt hat: Pseudoglaziales Geröll aus Konglomeraten der Reichhennersdorfer Schichten (unteres Obercarbon) östlich Landeshut: Gangquarz und Kieselschiefer. Die Gerölle des mächtigen grauen Konglomerats sind oberflächlich glänzend poliert durch tektonische Bewegung innerhalb der meist steil bis 30—40 Grad aufgerichteten Konglomerate. Außerdem enthalten die Kieselschiefergerölle zahlreiche parallel gestreifte Harnische oder Rutschflächen in bestimmter Orientierung. Aus der Kombination der glänzend polierten Facetten und geschrammten Harnische ergeben sich Bilder, die im einzelnen schwer von Glazialschrammung zu unterscheiden sind. Jedoch ist die Masse der Konglomerate wohl geschichtet, die Rollstücke lagern flach, und das Ganze zeigt nicht die mindeste Ähnlichkeit mit Grundmoränenstruktur.

[1]) Trans. Royal Soc. S. Austr., Bd. XXV, S. 1.

Rand in der Sturt Valley sind ähnliche Schichten erhalten geblieben; sie sind sehr zerklüftet, behalten aber doch ihren Zusammenhang als Ganzes. Im frischen Bruch des Gesteins sind Pseudogerölle niemals sichtbar, (dasselbe gilt auch für die benachbarten Dolomite), sondern heben sich nur bei der Verwitterung deutlich von der Grundmasse ab. Schon im Jahre 1820 schreibt HENSLOW[1]) von dem „Konglomerat“ auf der Isle of Man, daß solche Formen kaum von der Grundmasse unterschieden werden können; Pseudogerölle treten nur dort hervor, wo das Gestein dem Einfluß der Brandung ausgesetzt gewesen ist und somit zum Teil eine andere



Fig. 18.

Dünnschliff eines Gneisgerölles aus der Sturt Valley-Geröllformation, Süd-Australien.

Färbung angenommen hat. Auch LAMPLUGH bemerkt: „If the layers had been all of one colour and composition, I can conceive that the brecciation might have taken place and yet after the impression of the later cleavage have been quite imperceptible to the observer.“

Von großer Bedeutung ist der Umstand, daß in der Sturt Valley die „Gerölle“ an dem Rande der Formation vorwiegend aus Quarzit, Grauwacken und Dolomiten bestehen, die zum Teil noch unvollkommen mit anstehenden Schichten im Zusammenhang stehen, während im Herzen der Formation die Mehrzahl der „Gerölle“ aus Gneis besteht.

---

[1]) Quart. Journ. Geol. Soc. London 1820, S. 490.

[2]) Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. **51**, S. 581.

Über die Art der Anhäufung der „Gerölle“ erwähnt Howchin[1]), daß sie ohne jede Ordnung und in vollkommen regelloser Anordnung auftreten. Dies dürfte nicht ganz stimmen. Howchin will anscheinend betonen, daß die Gerölle nicht geschichtet sind. Mangel an Zeit und die Schwierigkeit des Terrains gestatteten uns nicht, eine genauere Nachprüfung vorzunehmen, doch haben wir soeben erwähnt, daß in Sektion 65 der Landesaufnahme dolomitische und quarzitische „Gerölle“ am häufigsten auftreten, und wir können vorläufig mit einiger Sicherheit behaupten, daß „Quarzitgerölle“ hauptsächlich an den östlichen und westlichen Grenzen des „Konglomerats“ zu finden sind, während in seiner Mitte Gneisarten vorwiegen.

Es ist bemerkenswert, daß viele dieser „Gerölle“ eine eigenartige Absonderung besitzen, die bei vorschreitender Verwitterung sehr deutlich hervortritt. Das „Geröll“ ist seiner ganzen Ausdehnung nach in Lamellen geteilt, deren Dicke einen, zwei oder mehrere Millimeter beträgt. Die Teilungsflächen sind genau parallel zueinander und so scharf, daß das „Gerölle“ wie in Scheiben geschnitten aussieht, die lose, wie die Blätter eines Buches, zusammenliegen. In vielen Fällen, wo diese Klüftung nicht bei direkter Beobachtung sichtbar wird, ist sie immerhin latent vorhanden und tritt erst unter dem Schlage des Hammers oder aber bei der Präparation von Dünnschliffen deutlich hervor. Die Klüftung setzt sich aber niemals in das umliegende Gestein fort. Sie steht in keinerlei Beziehung zu der Schieferung der Grundmasse im ganzen, deren Streichen in ganz bestimmter, etwa NNO—SSW-Richtung verläuft. Man möchte somit annehmen, daß erstere sich gebildet hat, ehe die „Gerölle“ endgültig fest eingebettet wurden, das heißt, daß sie entweder vor oder während der kataklastischen Umwandlung und Breccienbildung entstanden ist. Denn wenn sie gleichzeitig mit der Schieferung der Grundmasse entstanden wäre, so möchte man annehmen, daß die Richtungen beider ein gewisses Verhältnis zueinander bewahrt hätten. Das ist aber, wie wir erwähnten, nicht der Fall.

Die Grundmasse der Formation mag als ein sandiger Schieferton („Mudstone“) oder als Mylonit bezeichnet werden, der keinerlei Spur von Schichtung zeigt und lithologisch ganz dem „Tillit“ von Penck entspricht. Zwei grobe vertikale, mit den kleinen Klüften nicht zu verwechselnde Absonderungsfugen durchschneiden das Gestein unter einem Winkel von 56 Grad. Dieselben Flächen schneiden Grundmasse und „Ge-

[1]) Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXV, Teil I, S. 10.

rölle“ mit auffallender Regelmäßigkeit und glatten Wandungen, ohne daß die Härte der eingeschlossenen Gesteine auf sie irgend einen Einfluß ausgeübt hätte[1]).

Die Formation besitzt eine deutliche, unter steilem Winkel einfallende Schieferung, die unter dem Einfluß der Denudation

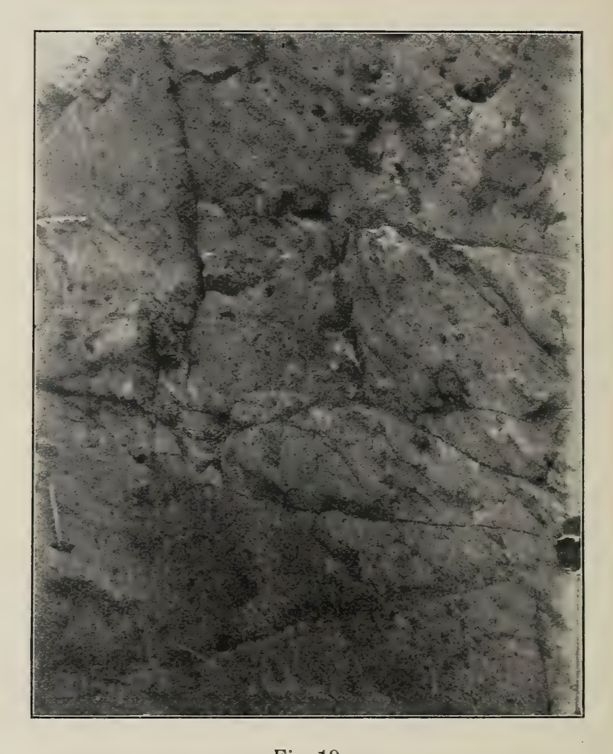


Fig. 19.

Pseudoglazial-Konglomerat nahe den Metropolitan Brick-Works bei Blackwood, Süd-Australien.

das Zutagetreten vieler paralleler, längs der Schieferungsrichtung verlaufender scharfer Kanten bedingt, die der Landschaft ein für die Formation typisches Bild verleihen. Ferner umgibt die Grundmasse die „Gerölle“ in einer an Fluidal-Struktur er-

---

[1]) Vgl. C. Chewings: Trans. Roy. Soc. Austr. XXV, Teil I, S. 46. — „Many of the erratics have been sheared through by earth movements as has been the matrix in which they are embedded.“

innernden Weise. Letztere Erscheinung muß direkt zurückgeführt werden auf die kolossalen erdumwälzenden Vorgänge, unter denen die Schichten gelitten haben. Man könnte sie vergleichen mit einer „Augenstruktur“ im größeren Maßstab. Unter dem Mikroskop ist sie auch sehr deutlich ersichtlich (siehe Fig. 20). Wo Grundmasse und Fragment zusammenstoßen, und wo letzteres Unebenheiten und Risse zeigt, sieht man, daß das feinere Gesteinsmaterial in die Lücken und Spalten hineingepreßt worden ist. Wo hingegen der Druck am geringsten war, und wo Grundmasse und Fragment sich nicht berühren, da haben sich in der Regel sekundär Mineralien gebildet.



Fig. 20.
Pseudofluidalstruktur der sog. Glazialschiefertone von Sturt Valley, Süd-Australien.

Unter diesen spielt weißer Glimmer[1]) (Sericit) die größte Rolle, der sich als feine Decke um die „Pseudogerölle“ und zwischen den Lamellen der Grundmasse gebildet hat. Auch in den Schichten von Tapley's Hill und Blackwood ist eine deckende Kruste von sekundären Mineralien bemerkenswert, sobald man es mit Rutschungs- oder Gleitungsflächen zu tun hat; Prochlorit und Sericit treten hauptsächlich ins Auge. Der Quarz ist immer mit einer harnischähnlichen Politur versehen, die parallele Schrammen in der Richtung der Gleitungen und Verwerfungen zeigt. Die tonigen Schichten werden oft in dem Maße von solchen Mineralien durchsetzt, daß die Bezeichnung Phyllit berechtigt wäre; die Zunahme von feinen Glimmer-

[1]) Lamplugh: Quart. Journ. Geol. Soc. London, Bd. **51**, S. 577.

partikelchen ist, wie BECKER[1]) annimmt, in diesem Falle als die Begleiterscheinung des Schieferungsprozesses („Concomitant of the genesis of cleavage") aufzufassen.

In den vorstehenden Ausführungen haben wir versucht zu erklären, wie im Herzen des „Konglomerats" Gneise und metamorphische Gesteine als „Gerölle" vorkommen, die als ortsfremd angesprochen werden können. Wir haben schon gezeigt, daß am Außenrande der sogenannten „Geröllformation" unveränderte Quarzite, Arkosen und Grauwacken, auch einige Kalksteine auftreten, die aus anstehenden, lithologisch identen Schichten durch Kataklase entstanden sind. Es ist somit wahrscheinlich, daß die metamorphischen „Gerölle" im Herzen des „Konglomerats" von einer verdeckten Fundamental-Zone herrühren, die bei den gewaltigen Faltungsprozessen und Verwerfungen im Palaeozoicum mit in die oberen Schichten aufgequetscht worden sind. Daß solche altkrystallinischen Gesteine auch wirklich in nicht sehr großer Tiefe existieren, beweist ihr Auftreten bei Aldgate und am Mount Lofty[2]).

Die Möglichkeit einer tektonischen Umwandlung von Arkose und feldspatigen Grauwacken in Gneis bedarf keiner weiteren Ausführung. Endlich wäre auch die Möglichkeit vorhanden, daß wirkliche Gneisgerölle archäischen Alters in der ursprünglichen sedimentären Schieferformation eingebettet wurden. Bei der in paläozoischer Zeit erfolgenden Faltung würden naturgemäß diese Konglomerate als Zonen minderer Resistenz den größten Bewegungen unterliegen, und es würden diese härteren Gerölle sowohl an ihrer Außenseite wie im Inneren stärkeren Umwandlungsvorgängen unterworfen sein als die klastischen Schiefer.

Zum Schlusse sei noch hervorgehoben, daß vorläufig noch keine Berechtigung vorliegt, die „Geröllformation" als Cambrium aufzufassen. In den Schiefern, Quarziten, Arkosen, Geröllschiefern und Grauwacken ist nie eine Spur oder ein Abdruck eines organischen Restes gefunden worden, trotzdem diese Schichten eine enorme Ausdehnung über den ganzen australischen Kontinent besitzen. Die einzigen in subkrystallinen Kalken gefundenen Fossilien sind schon früher aufgezählt worden[3]). Sie gehören teils zu dem deutbaren *Archaeocyathus*, der häufig vorkommt. Es liegt nicht die mindeste Veranlassung vor, die Altersbestimmung

---

[1]) Experiments on schistosity and slaty cleavage. United States Geol. Survey, Bulletin Nr. 241, 1904.

[2]) HOWCHIN betrachtet diese als alten präcambrischen Komplex.

[3]) Siehe Tabelle „Cambrium".

der Kalke als cambrische auf die umgebenden schiefrig-sandigen Schichten zu übertragen. Vielmehr hat diese Methode der Altersbestimmung, in alten gefalteten Schichten aus einzelnen dislozierten Vorkommen das Alter eines großen Komplexes zu bestimmen, stets zu den größten Irrtümern Veranlassung gegeben. Es sei erinnert an das Nebeneinandervorkommen von oberdevonischen Clymenien- und obersilurischen Orthoceren-Kalken im Fichtelgebirge bei Elbersreuth, aus denen man das Auftreten obersilurischer Arten im Devon folgern zu müssen glaubte. Es sei ferner der berühmten Kolonien Barrandes gedacht, wo das angebliche Zusammenvorkommen ober- und untersilurischer Arten ebenfalls lediglich auf tektonischen Verschiebungen beruht.

Vor allem aber gedenke man der berühmten Verfaltungen des Berner Oberlandes, wo ebenfalls niemand auf den Gedanken kommen würde, die Altersbestimmung der jurassischen Kalke auf die umgebenden Gneise zu übertragen.

Bei unserer Expedition in das Nord-Territorium haben H. Y. L. Brown und ich nunmehr horizontal lagernde Schichten von Unter-Cambrium mit *Olenellus* und *Salterella* in diskordanter Auflagerung auf denselben stark gefalteten krystallinen Schiefern im Daly River Gebiet gefunden, die über den ganzen Kontinent verbreitet sind; es ist somit kein Anlaß vorhanden, die Altersbestimmung der im Süden gelegenen Archaeocyathus-Kalke auf die sie umschließenden schiefrigen und krystallinen Schichten zu übertragen.

Mit den „Gerölltonschiefern“ von Sturt Valley stimmen die gleichartigen Vorkommen von Obermittweida im Sächsischen lithologisch in einigen wesentlichen Punkten überein. Die von Credner an das Breslauer Geologische Institut gesandten Belegstücke zeigen auffallende Ähnlichkeit mit dem australischen Vorkommen. Nur Schrammen und Kratzen fehlen bekanntlich auf den Obermittweidaer Geröllphylliten, sind aber auf anderen Konglomeraten paläozoischen oder präcambrischen Alters wiederholt beschrieben worden. Die huronische Eiszeit Colemans[1]) aus Canada ist jedenfalls ebenso zu beurteilen wie die präcambrische („cambrische“) Eiszeit Australiens.

Mein Freund Dr. M. Maclaren[2]) macht mich auf die kolossalen rezenten Anhäufungen von Geröllen nahe der Mündung des Lohit Brahmaputra in Indien aufmerksam, in welcher er auch auf einigen Stücken deutliche „Gletscherschrammen“ entdeckt hat.

---

[1]) The Lower Huronian Ice Age. Journ. of Geol., Bd. XVI, Nr. 2, 1908.

[2]) Vergl. auch: Rec. Geol. Surv. India, Bd. **31**.

Eine Vergletscherung hat somit wieder einmal als Deus ex machina einspringen müssen, um einen tektonischen Vorgang zu erklären, der schon Dutzende von Malen in allen Kontinenten sich wiederholt hat. Die vorliegende Arbeit erhebt keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit in der Zusammenstellung der tektonischen Pseudoglazialerscheinungen, es würde vielmehr die Übersicht der richtig oder unrichtig gedeuteten in der Literatur erscheinenden Beispiele einen ganzen Band füllen. Vorübergehend kann ich nicht umhin, auf die vorzüglich ausgeführten Aufsätze von Professor Mc Kenny Hughes[1]), Cambridge, „On the Recurrence of Ice ages", aufmerksam zu machen, die der Autor mir nach der Verlesung unserer Arbeit in London freundlichst zugeschickt hat. Als Ergänzung der in diesen Schriften aufgezählten Pseudoglazialspuren erwähne ich zum Schluß eine sehr merkwürdige Erscheinung, die ich im Wüstengebiet der Ayers Ranges in Zentral-Australien beobachtete. Ich stieß bei einer geologischen Untersuchung auf eine kahle Granitkuppe, die an einer ziemlich steil abfallenden Seite so glatt poliert und geschrammt war, daß mein erster Gedanke „Gletscher" war. Als ich dieselbe Stelle des Abends nochmals vom Camp besuchte, erklärte sich das Phänomen von selbst. Es war eine seit sehr langer Zeit benutzte Rutschbahn der Eingeborenen, wie ich sie in meinem anthropologischen Bericht beschrieben habe[2]).

Während des Druckes dieser Arbeit erhielten wir eine schriftliche Mitteilung von Herrn Mc Kenny Hughes, in welcher er sich mit Bezug auf die hier beschriebene „cambrische Eiszeit" Australiens in folgender interessanten und betonenden Weise äußert;

„I am much interested in your researches into the origin of the beds containing stones scratched so as to resemble glaciated boulders. I have many from beds of various age which are so undoubtedly due to the crushing of the mass of rock consisting of pebbles of unyielding material in a more plastic matrix, that they seem to me to throw doubt upon other stones selected out of the same mass of conglomerate, the striae on which do much resemble those on glaciated rocks. But why not? The action is much the same. In the one case fragments of rock moving owing to displacements of portions of the crust, in the other fragments of rock forced to move by the advance of vast masses of ice. I believe that there must

[1]) Proc. Cambridge Philos. Society, Bd. VIII, 1894, Teil 1, 2, 3 und Bd. IX, 1896, Teil 4.

[2]) Trans. Roy. Soc. S. Austr., Bd. XXVIII, 1904, S. 36. Pl. X.

have been glaciers throughout the periods of formation of the sedimentary rocks but as I would explain their occurrence by geographical conditions and attribute more to the sea transporting ice with ice-bound material than to land-ice, I do not think that the presence of glaciated stones would prove much greater cold where they are found but only the drifting of ice laden with debris. — What we have to avoid is the bolstering up of a good theory by bap evidence and claiming a bill of indemnity for all sorts of false reasoning if the theory or general results should afterwards turn out to be true·“

Manuskript eingegangen am 1. August 1908.]

6. Über die Agnostiden.

Von Herrn O. Jaekel in Greifswald.

(Mit 23 Textfiguren.)

Während die größeren Trilobitentypen von Jahr zu Jahr eingehender studiert worden sind und in systematischer Beziehung immer feiner gesondert wurden, haben die kleinen Agnostiden bisher auffallend wenig Beachtung gefunden. Über die gelegentliche Beschreibung einzelner Formen und Vorkommnisse erhebt sich nur die Abhandlung von Tullberg[1]) über die Agnostiden aus dem Cambrium von Andrarum in Schweden, insofern hier der Versuch unternommen wurde, die dem Verf. vorliegenden und anderwärts genauer beschriebenen Arten in eine Anzahl von Formenkreise zu ordnen. Es fehlt aber bis heute sowohl an ausreichender Darstellung wie an vergleichenden Studien über die Organisation der Agnostiden und namentlich auch über ihr verwandtschaftliches Verhältnis zu den übrigen Trilobiten. Die vorliegende Studie soll nicht mehr als ein Hinweis auf diese Desiderate der Trilobitenforschung sein. Veranlaßt wurde sie durch eine soeben veröffentlichte Notiz von Herrn C. Mordziol (Centralbl. Min. 1908, Nr. 17) über die Abbildungen von *Agnostus pisiformis*, der als häufigster Agnostide zum Repräsentanten dieses Formenkreises geworden ist. Herr Mordziol weist darauf hin, daß in unseren Lehrbüchern der Paläontologie und Geologie fast allgemein eine unrichtige Abbildung von *Agnostus pisiformis* durch Angelin Eingang gefunden habe, während schon lange vorher richtige Abbildungen dieser Form durch Hawle und Corda gegeben seien. Mordziol kopiert eine dieser Figuren mit dem Wunsche, daß diese nun an die Stelle der bisher verbreiteten Darstellung treten solle. Auf einige mir übrigens nicht ganz klar gewordene Mängel der Hawle-Cordaschen Figur macht er allerdings im Text aufmerksam, läßt nichts desto weniger jene Figur bestehen, die gegenüber Zeichnungen von *Agnostus pisiformis*, die ich

[1]) S. A. Tullberg: Om *Agnostus*-Arterna i de cambriska Aflagringarne vid Andrarum. Stockholm 1880, Sveriges Geologiska Undersökning. Serie C, Nr. 42. Dort auch Literaturverzeichnis.

mir gelegentlich hergestellt hatte, doch noch so erhebliche Differenzen bot, daß mir eine eingehende Revision dieser Darstellung angebracht erschien. Die HAWLE-CORDAsche Figur zeigt jedenfalls noch so viele Ungenauigkeiten, daß ich davor warnen muß, nunmehr diese in die Lehrbücher aufzunehmen. Unrichtig ist vor allem die Darstellung der beiden Rumpfglieder und des Hinterrandes des Kopfschildes, ungenau sind so ziemlich alle Einzelheiten. *Agnostus pisiformis* kommt bekanntlich im oberen Cambrium Schwedens in ungeheurer Menge, aber nicht im Zusammenhange der vier Teile des Rückenpanzers vor, so daß deren Kombination zur Herstellung einer Gesamtform nötig ist.

Die Form des Rückenpanzers.

Zur Beurteilung der Gesamtform eines Agnostiden kommt bisher nur der Rückenpanzer in Betracht, da andere Teile wie Beine und Antennen bisher noch nicht bei ihnen beobachtet wurden. Der Rückenpanzer besteht nun bekanntlich aus dem Kopfschild oder Cranidium[1]), den beiden Tergiten der Rumpfsegmente und dem Schwanzschild oder Pygidium. In der Regel sind diese vier Skelettstücke auseinandergefallen und separiert, so daß ihre ursprüngliche Zusammengehörigkeit nur aus den seltenen bisher im Zusammenhang gefundenen Vorkommnissen erschlossen werden kann. Als solche sind besonders zu erwähnen einerseits die im mittleren Cambrium Böhmens gefundenen Formen und andererseits einige in kalkigen Gesteinen des baltischen Silurs — auch in Geschieben der norddeutschen Ebene — vorkommende Formen. Da die letzteren den bisher noch wenig beobachteten Modus der Einrollung und die darauf zugeschnittene Form der Rumpftergite ganz klar erkennen lassen, möchte ich eines dieser von mir ganz freigelegten Exemplare zum Ausgangspunkt der Betrachtung wählen.

Fig. 1 zeigt den Rückenpanzer in ausgebreitetem Zustande und demnach die vier Skelettstücke hintereinander. Das Cranidium der Agnostiden läßt bei normaler Gliederung drei Teile unterscheiden, einen sichelförmig abgesetzten Rand (limbus) (L), der vorn die größte Breite hat und sich nach dem Hinterrand des Kopfschildes verjüngt, zweiseitige oder hufeisenförmig verwachsene Seitenloben, „genae“ (G), die am hinteren Ende des Kopfschildes anschwellen und einen medialen meistens nach

[1]) Die bisher übliche Bezeichnung Caput für das dorsale Skelettstück der Kopfregion zu verwenden, ist hier wie bei allen übrigen Trilobiten durchaus unberechtigt.

hinten anschwellenden Mittellobus (me), die Glabella, umschließen. Die letztere ist öfters durch Querfurchen gegliedert und am Hinterrand des Kopfschildes, dem sogenannten Occipitalring der Trilobiten, mit zwei seitlichen Loben, den „Nebenloben" („Paratlobi") versehen. Seitlich wird die Gelenkung am Hinterrande bewirkt durch zwei auswärts vortretende Lenkwülste des Randes, die ich „postlimbi" bezeichne, während medial hinter der Glabella ein kleiner Nackenring die Verbindung mit dem Mittelstück des ersten Rumpftergiten vermittelt[1]).

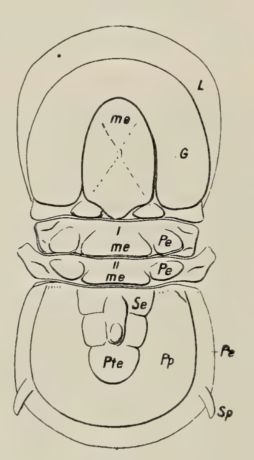


Fig. 1.

Rückenpanzer eines *Metagnostus erraticus* n. sp. aus grauem ? Lituitenkalk des baltischen Untersilur. (Diluvial-Geschiebe im Museum, Berlin.) Rückenansicht. *L* Limbus, *G* Genae, *me* Mittellobus, Mesotergit, *Pe* Pleurotergit, *Pp* Pleurotergite und *Pte* Mesotergite des Schwanzschildes mit zentralem Buckel.

Das erste Rumpftergidium ist in der Längsachse des Tieres länger, in der Querachse desselben kürzer als das zweite. Sein medialer Spindelwulst (Mesotergit, me) ist ziemlich breit. Neben ihm wölbt sich jederseits in den „Pleurotergiten" ein gerundeter dreiseitiger Buckel (Pe) vor, dessen breitere Basis nach hinten gewendet ist. Der Seitenrand verläuft ziemlich gerade in der Richtung der Seitenränder des Kopfschildes. An seinem Vorderrand befindet sich jederseits eine Aufwölbung zur Artikulation mit den Lenkwülsten des Cranidiums und am Hinter-

[1]) In den Figuren ist irrtümlich statt des Buchstabens l regelmäßig e gesetzt; so me statt ml, Pe statt Pl.

rand solche zur Verbindung mit entsprechenden Wülsten des zweiten Rumpfgliedes.

Das zweite Rumpftergidium ist kürzer als das erste, aber in der Querachse des Tieres breiter als das erste, dadurch daß es seitlich mit flügelartigen Fortsätzen versehen ist, die, wie wir sehen werden, bei der Einrollung um den Seitenrand des ersten Rumpftergidiums herumgreifen. Diese physiologisch sehr wichtige und sehr konstante Ausbildung der Seiten der Rumpftergite ist bisher nicht beachtet worden, dieselben

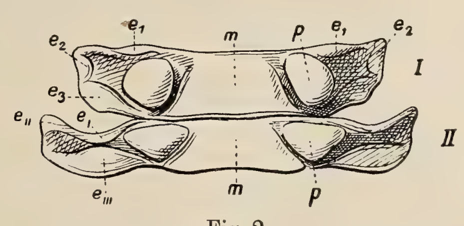


Fig. 2.
Erstes und zweites Rumpftergidium von *Metagnostus erraticus* n. sp. *m* Mesotergit, *p* Pleurotergit, *e 1—3* Lenkwülste.

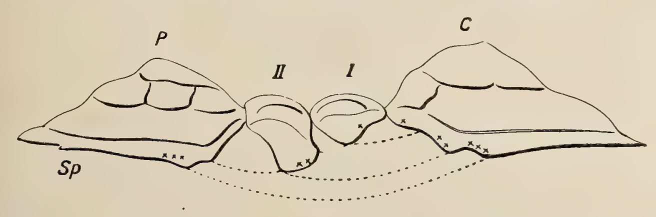


Fig. 3.
Seitenansicht derselben Form. *C* Cranidium, *I* erstes Rumpftergidium, *II* zweites Rumpftergidium, *P* Pygidium.

sind vielmehr in stachelartiger Zuspitzung wie die Rumpftergite der sonstigen Trilobiten gezeichnet worden. Die Buckel des Mesotergiten und des Pleurotergiten verhalten sich im wesentlichen wie die des ersten Rumpfgliedes, nur daß seine Pleuralbuckel mit der Basis nach vorn gewendet sind.

Das Pygidium zeigt bei normaler Ausbildung den Limbus im Gegensatz zu dem Cranidium distal nicht sehr wesentlich verbreitert, dagegen häufig mit zwei seitlichen rückwärts gewendeten Zapfen „Spiculae" versehen, die etwas über den Rand des Schildes hinausragen. Die Seitenloben sind in der Regel hufeisenförmig verwachsen und im proximalen Teil des Schwanzschildes dicker vorgewölbt als im hinteren distalen.

Die Spindel, Rhachis oder das „Mesopygidium“, ist nach hinten verjüngt, im vorderen Abschnitt meist durch zwei seitliche Einkerbungen gegliedert. Der mittlere Teil des Mesopygidiums

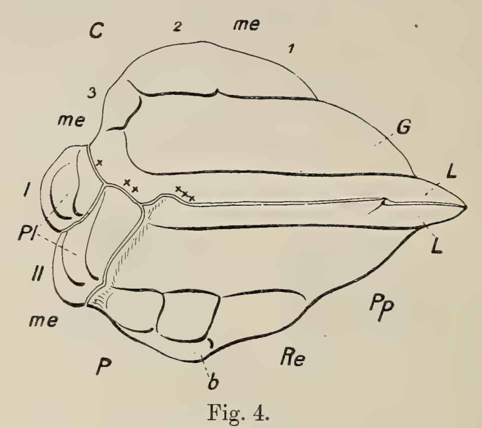


Fig. 4.

Seitenansicht eines eingeklappten *Metagnostus erraticus* n. sp. *me 1—3* Mesolobi des Cranidium, *Re* irrtümlich statt *Pm* Mesopygidium, *Pp* Pleuropygidium, *b* medialer Buckel des Pygidium (*P*).

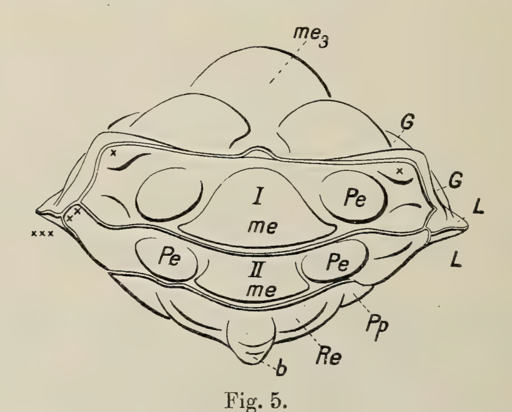


Fig. 5.

Hinteransicht eines eingeklappten Panzers derselben Form.

wölbt sich bisweilen in der Längsachse wallartig vor und ist dann am Ende dieser Vorwölbung zu einer ovalen Erhebung verdickt, die wohl bei einigen Formen in einen Stachel auslief. Die Verbindung mit dem zweiten Rumpftergidium wird medial durch einen sich unterschiebenden „Sublimbus“ und seitlich durch vortretende „Pleurolimben“ bewirkt. Der Außenrand

„Margo“, des Pygidiums deckt sich ganz genau mit dem des Cranidiums, nur daß die genannten Zäpfchen (Spiculae) auch über dessen Rand hervortreten.

Die Art der Einrollung bzw. Einklappung ist aus den Figuren 2—6 zu entnehmen.

Fig. 4 zeigt dieselbe Form, eingerollt von der rechten Seite. Die Rückenschilder I—IV tragen dieselben Teilbezeichnungen wie in Fig. 2. Klar zu ersehen ist aus dieser Ansicht vor allem der feste und allseitige Abschluß des Panzers, ferner der Umstand, daß die beiden Rumpftergite und das Pygidium

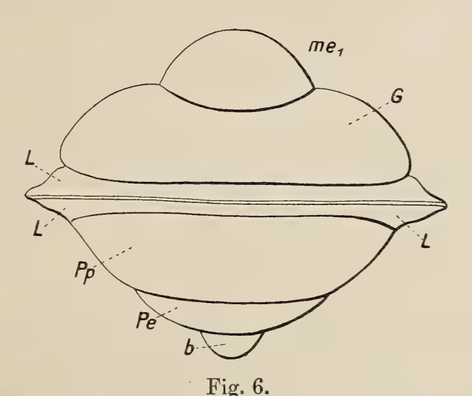


Fig. 6.

Vorderansicht eines eingeklappten *Metagnostus erraticus* n. sp.

an dem Cranidium artikulieren, und zwar das erste Rumpftergit am Hinterrand (*), das zweite Glied am Außenrand (**) der seitlichen Hinterecken des Kopfschildes, während das Schwanzschild an dessen Seiten- und Vorderrand anliegt und bei (***) durch eine Biegung noch eine besondere Verzahnung mit dem Kopfschild bildet. Aus dieser Verbindung der vier Schilder ist auch zu entnehmen, daß das Schwanzschild bei allen Agnostiden ebenso lang sein muß als das Kopfschild.

Fig. 5 ist eine Ansicht auf die Fläche der Rumpftergite und die proximalen Teile des Kopf- und Schwanzschildes.

Fig. 6 bietet eine Ansicht von vorn auf das Kopfschild und von hinten auf das Schwanzschild. Auch hier ist der äußerst enge Verschluß beider Hauptschilder deutlich zu sehen.

Die Lebensweise der Agnostiden.

Die Agnostiden lebten allem Anschein nach auf dem tieferen Meeresboden. Die Einrollung der Trilobiten haben sie in ein Zusammenklappen des Kopf- und Schwanzschildes modifiziert, die dabei wie die Klappen einer Muschel fest aufeinandergepaßt wurden und einen vollkommenen Verschluß des Panzers ermöglichten. Da ihre Schalen aber nicht dauernd wie bei den Muscheln nahe zusammengelegt, sondern in der Normalstellung in der Längsachse ausgebreitet waren, so möchte ich glauben, daß ihnen das Einklappen gleichzeitig noch andere Vorteile brachte.

Das Zusammenklappen des Panzers ist jedenfalls zu einer solchen Vollkommenheit spezialisiert, daß offenbar die ganze Organisation der Agnostiden unter der Einwirkung dieser physiologisch wichtigen Leistung steht. Die Agnostiden finden sich in großer Menge nur in Sedimenten, die ursprünglich tonig waren und allem Anschein nach einen feinen Schlamm und weichen Boden bildeten, auf dem die Bewohner kaum festen Fuß fassen konnten, sondern flottierten, und in den sie wahrscheinlich gern einsanken, besonders wenn ihnen Gefahr drohte. Gegen diese werden sie sich zusammengeklappt haben, und dadurch wird ihr Körper zunächst emporgeschnellt, dann aber wie eine tote Last in den Schlamm eingesunken sein. Vermutlich wird ihnen beides im Kampf ums Dasein als Schutz gegen Feinde sehr große Vorteile gebracht haben. In diesen Verhältnissen dürfte, wie mir scheint, das Geheimnis der Organisation der Agnostiden zu suchen sein. Ihre Beziehung zu einem schlammigem Boden macht sich auch in ihrem Vorkommen geltend. Sie finden sich in großer Menge nur in schiefrigen Sedimenten, die bei ihrer Entstehung einen schlammigen Bodensatz bildeten.

Daß die Agnostiden den Boden, in dem sie sich finden, unmittelbar bevölkerten, also nicht in größerer Höhe darüber flottierten, geht auch daraus hervor, daß die Agnostiden in der Regel die einzigen Fossilien dieser Schichten sind, also andere auf bodenständige Nahrung angewiesene Lebensgenossen anscheinend nicht vorhanden waren. Wovon die Agnostiden lebten, ist nicht mehr festzustellen, da ihr Mageninhalt nicht isoliert erhalten ist. Voraussichtlich werden sehr kleine pflanzliche und tierische Organismen ihre Nahrung gebildet haben. Es ist wohl auch nicht wahrscheinlich, daß ihre Brut schon in ganz frühen Entwicklungsstadien frei flottierte, da sie den Erwachsenen sonst massenhaft zum Opfer gefallen wäre. Viel-

mehr wird anzunehmen sein, daß sie durch Brutpflege geschützt wurden. Hierzu würde die starke Auftreibung des Schwanzschildes wohl einen geeigneten Raum geboten haben. Während im Kopfschild, wie bei den übrigen Trilobiten, die Mundteile, der Magen und die beiderseitigen Leberanhänge Platz finden mochten, wären nach der gleichen Analogie im Schwanzschild von größeren Organen nur die kiementragenden Hinterfüße zu erwarten. Diese allein würden aber den großen Raum des Pygidiums kaum gefüllt haben, so daß hier ein Raum bleiben würde, der sehr wohl zur Aufnahme der Brut gedient haben könnte. Stünden uns eine große Zahl unverdrückter Individuen zur Verfügung, so würde jedenfalls darauf zu achten sein, ob nicht nennenswerte Differenzen in der Wölbung des Schwanzschildes auf sexuelle Unterschiede hinwiesen. Jedenfalls scheint mir auch die Form des Schwanzschildes für eine ausgiebige Brutpflege der Agnostiden zu sprechen. Die uns bisher bekannten Jugendformen stehen ja alle schon in einem ziemlich vorgerückten Entwicklungsstadium, da sie schon einen wohlausgebildeten Panzer besitzen.

Die Morphologie der Agnostiden im Vergleich mit der der übrigen Trilobiten.

Vergleichen wir nun den Körperbau der Agnostiden mit dem der übrigen Trilobiten, so ergeben sich für jene viele durchgreifende Eigentümlichkeiten.

1. Die Einheitlichkeit des Kopfschildes, das keinerlei Gesichts- und Rostralnähte aufweist. Da solche auch bei anderen Trilobiten mangeln, und damit der Mangel an Augen Hand in Hand geht, wird man beide Faktoren als zusammenhängend ansehen dürfen. Da bei einigen dieser blinden Formen noch Rudimente der Augen bzw. der nach ihnen von der Glabella hinführenden Leisten vorhanden sind, nehme ich an, daß die Augen dieser Typen auf der Mitte der Genae verkümmerten, diese letzteren also wie bei allen anderen Trilobiten die sogenannten genae liberae enthielten. Ich stehe mit dieser Auffassung allerdings im Widerspruch mit Beecher, der annahm, daß bei diesen Formen ohne Gesichtsnaht die genae liberae nicht auf die Dorsalseite heraufgeklappt waren, sondern an deren Unterseite zurückbehalten wurden („Hypoparia“ Beecher). Die von Beecher bei *Trinucleus* und anderen Formen für diese Annahme angegebenen Gründe kann ich gegenüber obigen Tatsachen nicht für beweiskräftig halten. Was nun

aber meiner Ansicht nach bei den Familien der *Trinucleidae, Ampycidae, Harpedidae* nicht zutreffen dürfte, könnte sehr wohl bei den Agnostiden Geltung haben. Man könnte also annehmen, daß das Cranidium nur den mittleren Teil des Kopfschildes der übrigen Tritobiten umfaßte, den ich in meiner älteren Arbeit über die Organisation der Trilobiten als Tergite des dritten bis achten Metamers auffaßte, während das Rostrale und die genae liberae dem zweiten und die Oberlippe oder Hypostoma dem ersten Kopfsegment oder Acron[1]) zugerechnet wurden.

Wir müßten im Verfolg dieser Auffassung annehmen, daß das Augensegment der Agnostiden mit den genae liberae innerhalb der einzuklappenden Schalen blieb. Ich glaube aber, daß man bei dieser Auffassung nicht über das Bedenken hin-

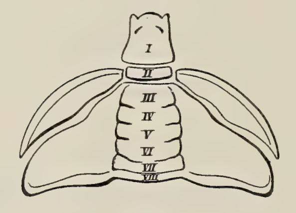


Fig. 7.

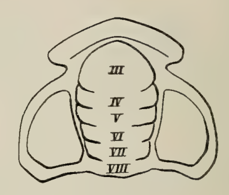


Fig. 8.

Schematische Darstellung der Segmente des Cranidium bei normalen Trilobiten (nach JAEKEL). I Hypostoma, II Augensegment, III—VII Kopfsegmente über dem Darm und den Mundgliedmaßen, VIII der „Nackenring".

wegkommen könnte, daß dadurch eine Vervollkommnung des Zusammenschlusses von Kopf- und Schwanzschild am Vorderrand des Cranidiums sehr gestört worden wäre, um so mehr als ja auch dieses Segment als eines der ersten ganz besonders früh die Anlagen der dorsalen Skelettbildung entwickeln mochte und also mit dem Randverschluß hätte in Kollision kommen müssen. Dazu kommt, daß überall bei Trilobiten mit vollkommener Einrollung eben gerade die Tergite des Augensegmentes am Cranidium den soliden Anschluß für das Pygidium bilden. Andererseits sehen wir, daß noch andere Momente wie die Bildung der Corona bei den Trinucleiden eine volle Verschmelzung innerhalb des Cranidiums herbeiführt. Hier,

[1]) O. JAEKEL: Beiträge zur Organisation der Trilobiten, I. Teil, S. 157—171. Ich trat dort dafür ein, das Acron als selbständiges und demnach als erstes Segment anzusehen.

wo nun ein viel dringenderer Zwang dazu durch die feste Einklappung gegeben ist, können wir also wohl die Wahrscheinlichkeit des gleichen Resultates kaum bezweifeln. Die von BEECHER für seine Auffassungen als maßgebend angesehenen Beobachtungen an Jugendstadien scheinen mir in dieser Richtung dringend einer Revision zu bedürfen, ganz abgesehen davon, daß bei der Kleinheit der ursprünglichen Wölbung und der schwachen Verkalkung gerade jugendlicher Agnostiden-Schalen die Fehlergrenzen der Beobachtung die Sicherheit solcher Behauptungen auf ein sehr bescheidenes Maß reduzieren. Es scheint mir aber, wie gesagt, aus verschiedenen Gründen viel wahrscheinlicher, daß bei den Agnostiden ebenso wie bei anderen Trilobiten ohne Gesichtsnähte eine Verschmelzung der Tergite des Augensegmentes (Rostrale und genae liberae) mit den folgenden Segmenten des Kopfschildes



Fig. 9.



Fig. 10.

Kopfschilder von . . . .

eingetreten ist, und daß entweder die Beschleunigung dieses Verschmelzungsprozeßes oder die Lebensweise in trübem Schlamm die Verkümmerung der Augen veranlaßte.

Ob die Gesichtsnaht nun ursprünglich über die Seitenloben der Agnostiden verlief oder etwa nur zur Bildung des Verschlußrandes (limbus) herangezogen wurde, ist eine Frage, die wir auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse der Agnostiden kaum sicher beantworten könnten. Dagegen möchte ich ohne Diskussion als sicher annehmen, daß der Hinterrand des Cranidiums der *Agnosti* dem der übrigen Trilobiten homolog war. Das würde aber nichts anderes bedeuten, als daß die *Agnosti* in ihrem Kopfschild dieselben Segmente enthalten wie alle übrigen Trilobiten. Nun zeigt deren Glabella in der Regel eine häufigere Quergliederung als bei den Agnostiden. Wie ich früher[1]) zeigte, scheinen im Kopfschild der Trilobiten,

[1]) a. a. O. S 159. Vgl. hier Fig. 7.

abgesehen von dem Augensegment, 6 Segmente verschmolzen zu sein. Von diesen sind allerdings die vordersten meist so verwachsen, daß jede Spur ihrer Grenzen verschwindet (Fig. 9). Anlaß zu dieser Verschmelzung scheint aber in der Regel die Auftreibung der vorderen Loben zu bieten, die man als Stirn- oder Frontallobus bezeichnete, die aber, wie ich aus der Analogie von *Limulus* entnehmen konnte, den Vormagen beherbergten.

Bei den Agnostiden sind nun höchstens noch 3 Abteilungen in dem Mittelwulst der Glabella zu bemerken, zu denen wohl die Nebenloben hinzuzurechnen sind, die sich seitlich an der Basis der Glabella finden und gelegentlich auch noch eine Querteilung in sich erkennen lassen.

Wenn man nun bei den Agnostiden, ebenso wie dies auch bei den übrigen Trilobiten zweckmäßig ist, bei der Zählung der gegliederten Abschnitte in der Glabella von deren Vorderrand ausgeht und diesen, wie gesagt, dem der übrigen Trilobiten gleichsetzt, so würde sich die in Fig. 11 schematisierte Gliederung des Kopfschildes ergeben. Wir würden dann also die Nebenloben mit dem VII. Segment identifizieren, das nach Analogie anderer Crustaceen die Maxillipeden tragen würde. Der meist noch gegliederte, bisweilen aber ungeteilte Mittellobus würde danach die Segmente III—VI enthalten müssen. Die Unterbringung von 4 Segmenten in den meist vorhandenen und einander etwa gleich großen Abteilungen der Glabella ist aber schwierig. Es könnten die 3 Fächer die Segmente III, IV und V repräsentieren und das VI. in dem vorderen Teil der Nebenloben gesucht werden, die gerade bei alten Vertretern der Agnostiden noch von dem Hauptteil der Nebenloben abgeschnürt sind. Eine andere Möglichkeit läge darin, daß der vorderste Teil des Mittellobus, der sogenannte Stirnlobus, zwei Segmente enthielte, wie er ja auch bei anderen Trilobiten oft mehrere Segmente umfaßt. Wenn ich auch die erstere Annahme (links) für näherliegend halte, so läßt sich doch auch die zweite nicht von der Hand weisen. Ich habe sie deshalb beide durch nachstehende Textfigur 11 links und rechts nebeneinander veranschaulicht.

Der Verlust dieser Gliederung bei den lävigaten „Leiagnostiden“ und einigen kleineren Formenkreisen deutet darauf hin, daß die Kieferfüße ihre Stützpunkte am Kopfpanzer aufgaben und also wohl eine geringe Kraftleistung aufzubringen hatten. Ein solcher Zustand würde mit der Annahme im Einklang stehen, daß sich die Agnostiden von sehr kleinen Organismen ernährten, die an ihren Kieferapparat keine nennenswerten Anforderungen stellten.

2. Die geringe Zahl der Rumpfsegmente ist offenbar ausreichend und am zweckmäßigsten für den schnellen und festen Zusammenschluß der Schalen. Ebenso sicher scheint mir, daß die geringe Zahl nicht auf einer primären Indifferenz, sondern auf einer Hemmung der ontogenetischen Anlage von Segmenten beruhte. Dieser letztere Prozeß einer Epistase, für die ich an anderer Stelle[1]) zahlreiche Belege zusammenstellte, rechnet mit der Wahrscheinlichkeit, daß die Vorfahren der Agnostiden eine größere Segmentzahl besaßen. Diese Wahrscheinlichkeit ergibt sich vor allem aus der morphologischen

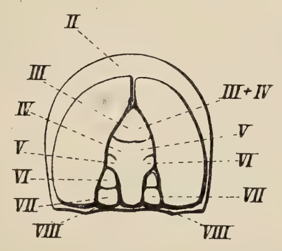


Fig. 11.
Die nächstliegenden Möglichkeiten einer segmentalen Zusammensetzung des Kopfschildes der Agnostiden.

3. Ausbildung des Pygidiums, das in der Spezialisierung dem aller anderen Trilobiten überlegen ist. Dieselbe macht sich vor allem geltend in seiner Größe, seiner Anpassung an die Form des Kopfschildes und in der Unabhängigkeit der Pleuren von der Gliederung der Rhachis. Die relative Größe des Schwanzschildes kann nicht primitiv sein, denn sie ist eine Errungenschaft der Trilobiten, die erst innerhalb ihres Entwicklungsganges zu höherer Ausbildung gelangte. Das gleiche gilt von der extremen Anpassung des Schwanzschildes an die Einrollung. Seine Ähnlichkeit mit dem Kopfschilde geht offenbar von dem unmittelbar kooperierenden Rande aus und schreitet von dort nach dem Zentrum der Rhachis fort, so daß diese bei den primitiveren Agnostiden noch recht verschieden von der Glabella des Kopfschildes geformt ist, bei den spezialisierteren Typen aber auch in diesen Teilen eine volle Ähnlichkeit mit dem Cranidium erfährt (cf. *Leiagnostus*, Fig. 22); auch die Selbständigkeit der Pleuren des Schwanz-

[1]) Über verschiedene Wege phylogenetischer Entwicklung. Gust. Fischer, Jena 1902. S. 22.

schildes von der Gliederung der Rhachis ist entschieden als sekundär aufzufassen. Kein anderer Trilobit erreicht ein derartiges Ausbildungsstadium, welches sich von dem als primitiv anzunehmenden Urzustand in der Segmentation der Tergite des Schwanzschildes so weit als möglich entfernt. Daß bei Illaeniden jede Gliederung im Schwanzschild verloren geht, ist nicht so auffallend, als daß die Pleuren jede Spur davon verlieren, trotzdem die Spindel eine solche deutlich aufweist. Zur Aufklärung dieses Verhältnisses müßte zunächst entschieden werden, ob die Gliederung als unabhängig von der Segmentation anzusehen, ist. Entsprächen, wie es den Anschein hat, die etwa gleich langen Glieder in der Spindel eines *Metagnostus erraticus* drei Segmenten, dann müßte man folgern, daß bei verschiedenen Agnostiden eine verschiedene Zahl von Segmenten in die Bildung des Schwanzes eingegangen sind, da z. B. bei *A. granulatus* deren vier erkennbar sind. Dazu kommt in diesem Falle (Fig. 12), daß das vierte Glied viel größer ist als die vorderen, also wahrscheinlich mehrere Segmente umschließt. Alles das macht es wahrscheinlich, daß das hinterste Ende der Spindel eine größere Zahl von Segmenten umfaßt. Es ist ja auch viel wahrscheinlicher, daß zur Bildung eines so extrem großen Schwanzes zahlreiche Segmente verschmolzen wurden, als daß nur wenige die ausgeprägte Kooperation mit dem von vornherein großen Kopfschild einleiteten. Wenn man hiernach annähme, daß in dem Pygidium der Agnostiden — ähnlich wie bei *Microdiscus* — eine relativ große Zahl von Mitameren verwachsen sind, dann kann man folgerichtig auch die geringe Zahl von Rumpfsegmenten auf diese starke und wahrscheinlich ziemlich plötzliche Vergrößerung des Pygidiums zurückführen.

Alles in allem kann ich also in den Agnostiden nicht, wie man dies bisher tat, primitiv einfache, sondern äußerst spezialisierte Trilobiten erblicken, die die für die Trilobiten-Entwicklung typische Einrollung durch Kooperation des Schwanzes und Kopfes sehr schnell und deshalb früher als alle anderen zu einer spezialisierten Vollkommenheit gesteigert hatten, die offenbar ihrer Lebensweise auf schlammigem Boden angepaßt war.

Die Terminologie der Agnostiden.

Zur Klärung der Terminologie dieser Teile bei den Agnostiden erlaube ich mir unter Hinweis auf die vorstehende Vergleichung ihres Körpers mit dem normaler Trilobiten folgende Vorschläge zu machen.

Den Rand, der sich am Kopf- und Schwanzschild meist deutlich absetzt, nenne ich mit Tullberg *Limbus,* den hufeisenförmigen oder zweiteiligen Kranz im Kopfschild „*Genae*", im Schwanzschild „*Pygopleuren*". Die Mittelteile des Kopfschildes lassen sich zusammenfassen als „*Mesoloben*" und gliedern als „*Praelobus*" für dessen vordersten medialen, ersten und zweiten „*Interlobus*" für die folgenden „*Postlobus*" für den letzten medial vorgewölbten Teil der Glabella und als „*Paralobus*", eventuell erster und zweiter, für die abgeschnürten Polster an der Seite und Basis der Mesoloben.

In den Rumpfsegmenten wird sich die Bezeichnung „*Mesolobus*" für den oder die mittleren (vorderer und hinterer) und „*Pleurolobus*" für die seitlichen Vorwölbungen empfehlen. Im Schwanz kann die „*Rhachis*" oder Spindel von den „*Pygopleuren*" und dem „*Pygolimbus*" unterschieden werden und innerhalb der Rhachis die vorderen seitlicheren Buckel als „*Sublobus*", die mittleren als Mesoloben und die letzte Vorwölbung als „*Postlobus*" bezeichnet werden (vgl. Fig. 1—6).

Die Herkunft der Agnostiden.

Als Vorfahren der Agnostiden können unter diesen Voraussetzungen nur untercambrische Trilobiten von normalerer Ausbildung in Betracht kommen. Unter den älteren Typen würden am ehesten als ihr Ausgangspunkt Formen mit einem großen Schwanzschild und wenig Rumpfsegmenten in Erwägung zu ziehen sein. Diesen Voraussetzungen würde wenigstens von jüngeren cambrischen Trilobitentypen *Dicellocephalus* entsprechen. Bei dieser Form finden sich auch die beiden Spiculae am Schwanzschild, die für sehr viele Agnostiden ein auffallendes Kennzeichen bleiben. Zum Vergleich wären aber ältere Typen wie *Conocephalus, Anomocare* und andere Oleniden heranzuziehen, obwohl deren Schwanzschild noch nicht so groß ist wie bei *Dicellocephalus,* und auch die Zahl ihrer Rumpfsegmente viel größer ist als bei diesem, der die kleinste Segmentzahl der Trilobiten außerhalb der Agnostiden aufweist.

Microdiscus nimmt, rein formal betrachtet, unverkennbar eine Zwischenstellung zwischen den normaleren Trilobiten und den Agnostiden ein. Ob der Übergang von den ersteren zu den letzteren aber das Stadium von *Microdiscus* durchlaufen hat, ist natürlich kaum wahrscheinlich zu machen, zumal *Microdiscus* und die Agnostiden zu gleicher Zeit im mittleren Cambrium erscheinen. *Microdiscus* könnte sehr wohl einen selbständigen Paralleltypus neben den Agnostiden gebildet haben, der dann

als Konvergenz eine phyletische Annäherung beider im System nicht ohne weiteres rechtfertigen würde. Da diese Schwierigkeiten aber nicht leicht zu beheben sein und vermutlich noch längere Zeit bestehen werden, so scheint es mir für das System doch zweckmäßig, *Microdiscus* wie bisher neben den Agnostiden in einer Einheit unterzubringen und beide den übrigen Trilobiten gegenüberzustellen. Als auffälligster Unterschied beider Abteilungen ergäbe sich dann die Differenz in der Zahl der Rumpfsegmente, die zu einer Aufstellung zweier Unterordnungen innerhalb der Trilobiten unter den Bezeichnungen ***Polymera*** für die Trilobiten mit 6 und mehr Rumpfsegmenten und ***Miomera*** für die Trilobiten mit 2—3 Rumpfsegmenten rechtfertigen dürfte.

Stammesgeschichtlich würden die „*Miomera*“ einen spezialisierten Seitenzweig der Trilobiten darstellen und also den normalen Vertretern derselben, den „*Polymera*“, anzureihen sein. Sie kämen damit nicht mehr wie bisher an den Anfang der Familienaufzählung der Trilobiten, sondern rückten an deren Ende.

Die systematische Gliederung der Agnostiden.

Die Modifikationen der Agnostiden erscheinen einförmiger als die der übrigen Trilobiten, weil der Modus ihrer enggeschlossenen Einrollung die gleichen Umrisse des Kopf- und Schwanzschildes und die gleiche Zahl und Stellung der Rumpfglieder bedingt. Innerhalb dieses feststehenden Rahmens ist aber ihre Mannigfaltigkeit erstaunlich groß, und es ist wohl nur ihrer geringen Größe zuzuschreiben, daß sie bisher alle in einer Gattung zusammengehalten wurden. Tullberg[1]), der sich bisher allein eingehender mit dieser Gattung beschäftigt hat, unterschied allerdings innerhalb derselben mehrere Formenkreise, die er als *longifrontes*, *laevigati*, *limbati* und *parvifrontes* bezeichnete, erhob diese Formenkreise aber nicht einmal zum Range von Untergattungen. Vielleicht hat dann der Umstand, daß diese Monographie schwedisch geschrieben ist, andere Autoren von einem weiteren Ausbau des Studiums dieser interessanten Formen abgehalten. Da ich auch meinerseits des Schwedischen nicht kundig bin und mich nur auf Übersetzungen von Laien stützen konnte, bitte ich, mir Mißverständnisse der Tullbergschen Schrift nicht gar zu schwer anrechnen zu wollen. An dem Wunsche, seinen Ergebnissen gerecht zu werden, hat es jedenfalls nicht gefehlt.

[1]) S. A. Tullberg: Om *Agnostus*-Arterna i de cambriska Aflagringarne vid Andrarum. Sveriges Geol. Undersökning, Serie C, Nr. 42. Stockholm 1880.

Maßgebend scheint mir für generische Trennungen innerhalb unseres Typus vor allem die verschiedene Gliederung des Cranidiums, da hierin nicht nur die Formung der Eingeweide in ähnlicher Weise zum Ausdruck kommt wie etwa in dem Cephalothorax der Krabben, sondern auch die Stellung der Mundteile dadurch markiert wird. Die Differenzen der Organisation in letzterer Hinsicht stehen hinter denjenigen verschiedener Familien der übrigen Trilobiten keineswegs zurück.

Formenkreise wie die des *A. laevigatus* sind von den übrigen wesentlich weiter entfernt als etwa die Illaeniden von den Asaphiden. Die Existenz von Zwischenformen beweist wie überall auch hier zunächst nur, daß wir zufällig die phylogenetische Entwicklung der Formenkreise etwas genauer kennen als anderwärts. Voraussetzen müssen wir sie überall, abgesehen von einschneidenden metakinetischen[1]) Änderungen, bei denen sich durchgreifende Umformungen in Jugendstadien vollzogen. Gegen systematische Trennungen können Zwischenformen nicht ins Feld geführt werden. Für diese kommt wesentlich nur die Divergenz der Entwicklungsrichtungen in Betracht. In dieser Hinsicht zeigen die Agnostiden auffallende Unterschiede in der Formung der Mittelloben des Kopfschildes, die bei der ersten Gruppe anscheinend noch nicht auf einen bestimmten Typus festgelegt ist (*Paragnostidae*), während bei den übrigen entweder eine schlanke Zuspitzung derselben nach vorn eintritt (*Agnostidae* s. str.), oder eine Konzentration der Mittelloben zu einem einfachen Buckel (*Metagnostidae*) entsteht, oder ihre Abgrenzung gegenüber den übrigen Teilen des Kopfschildes verschwindet (*Leiagnostidae*). Innerhalb der hieraufbasierten Formenkreise machen sich dann kleinere Divergenzen geltend, die zur Aufstellung von Gattungen benutzt wurden, so namentlich in der Gliederung der Mittelloben, der Existenz und Zahl von Nebenloben und der Gliederung des Schwanzschildes.

Innerhalb der ***Miomera*** als Ordnung können wir nun zwei Unterabteilungen unterscheiden.

I. ***Microdisci*** mit drei Rumpfgliedern und stark segmentiertem Pygidium, die Familie *Microdiscidae* und in dieser die Gattung *Microdiscus* enthaltend.

II. ***Agnosti*** mit zwei Rumpfsegmenten und breitem, zum vollen Verschluß mit dem Kopfschild geeigneten Schwanzschild. Innerhalb dieser Unterordnung möchte ich nun zunächst folgende Formenkreise voneinander sondern und systematisch fixieren.

---

[1]) O. Jaekel: Über verschiedene Wege phylogenetischer Entwicklung. Sitz.-Ber. d. V. internat. Zool.-Kongresses in Berlin 1902, S. 34.

1. Fam.: *Paragnostidae* m.

Rückenschilder reich gegliedert. Vorderer Mittellobus des Kopfschildes breit. Genalloben vorn vereinigt. Limbus ringsum breit ausgebildet. Rhachis des Schwanzschildes breit, die Pleuren hinten einengend. Spiculae bisweilen vorhanden.

Die Paragnostiden zeigen noch einen breiten Frontallobus wie die übrigen Trilobiten, eine wenigstens vierteilige Gliederung im Schwanzschilde und einen Mangel an spezialisierten Merkmalen, wie z. B. der medialen Teilung der Genae, der Rückbildung des Limbus oder der Furchen der Rückenschilder. Sie treten zumeist im mittleren Cambrium auf und zeichnen sich wie alte noch wenig konsolidierte Gruppen durch weitgehende Divergenz mancher Charaktere aus, die bei den jüngeren Formenkreisen konstant geworden sind. Einige Vertreter dieser Familie scheinen dem Ausgangspunkt anderer nahezustehen.

Die *Paragnostidae* umfassen die „*Limbati*“ und die „*Fallaces*“ Tullbergs.

Paragnostus n. g.

Vorderer Mittellobus des Kopfschildes sehr breit oval, die Genalloben vorn sehr verschmälernd. Nebenloben fehlen. Schwanzschild mit drei Mittelloben jederseits und einem breiten, die Pygopleuren teilenden Endlobus.

Typus: *A. rex* Barrande. Mittleres Cambrium Böhmens. (Fig. 12.)

Dichagnostus n. g.

Vorderer Mittellobus des Kopfschildes flach ausgebreitet und fächerförmig gefurcht. Schwanzschild mit drei paarigen Mittelloben, breitem Endlobus und hufeisenförmigen Pygopleuren. Spiculae sehr groß. Spinae an den hinteren Winkeln des Kopfschildes.

Typus: *A. granulatus* Barr. Mittleres Cambrium Böhmens. (Fig. 13.)

Diplagnostus n. g.

Vorderer Mittellobus geteilt, aber zusammen nicht breiter als die übrigen Mittelloben des Kopfschildes. Nebenloben sind vorhanden. Die Mittelloben des Schwanzschildes hinten zugespitzt, die Pygopleuren teilend.

Typus: *A. planicauda* Ang. Mittleres Cambrium. Andrarum, Schweden. (Fig. 14.)

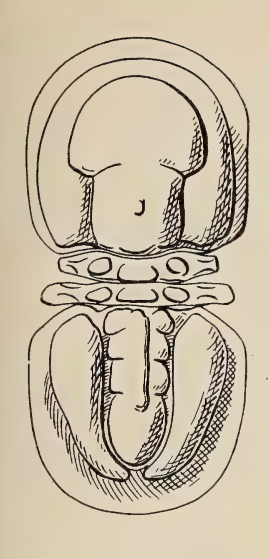


Fig. 12.
Paragnostus rex Barr sp.

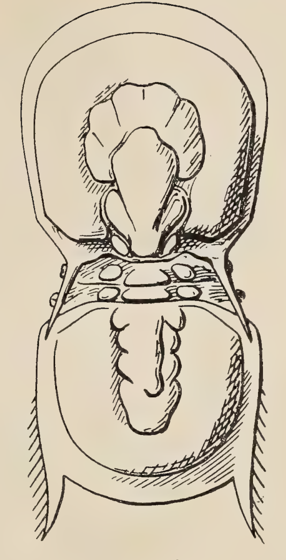


Fig. 13.
Dichagnostus granulatus Barr sp.

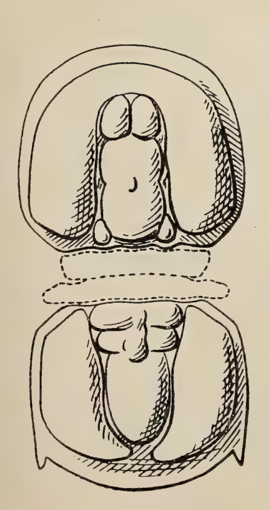


Fig. 14.
Diplagnostus planicauda Ang. sp.
nach Tullberg.

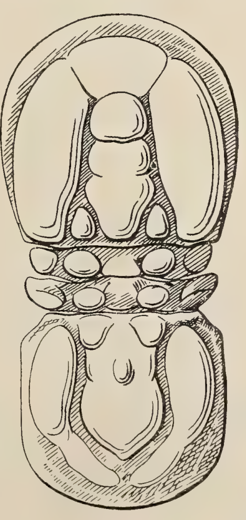


Fig. 15.
Mesagnostus integer Barr sp.

Mesagnostus n. g.

„Fallaces“ Tullbergs. Vorderer Mittellobus des Kopfschildes einfach, oval, nicht breiter als die folgenden. Nebenloben ausgebildet. Am Schwanzschild Spindel mit drei paarigen Loben und einem rundlichen Endlobus. Pygopleuren vorn oval, hinten sehr verjüngt, medial geteilt.

Typus: *A. integer* Barrande aus dem mittleren Cambrium von Ginetz, Böhmen. (Fig. 15.) Außerdem hierher *A. fallax* Linnarsson, mittleres Cambrium Schwedens (cf. Tullberg, Taf. II, Fig. 22 und 23) und *A. quadratus*, Tullb. II, Fig. 26 ff.

2. Fam.: *Metagnostidae.*

Mittelloben des Kopfschildes in der Längsachse ungeteilt, einen kleinen ovalen Buckel bildend. Kleine Nebenloben sind vorhanden. Genae vorn breit zusammenhängend. Rumpfglieder mit Höckern, Rhachis des Schwanzschildes schwach gegliedert, nach hinten verjüngt, bisweilen die Pygopleuren teilend. Limbus sonst breit ausgebildet.

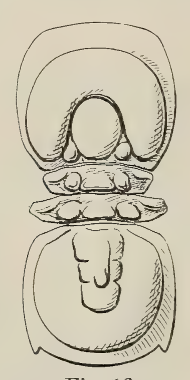


Fig. 16.
Metagnostus Sidonbladhi Linns. sp.
Unterstes Silur, *Ceratopyge*-Kalk,
Henneberg, Schweden.

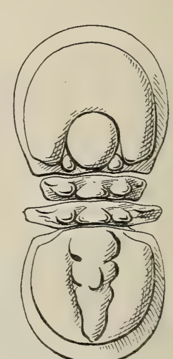


Fig. 17.
Hypagnostus parvifrons Linnars. sp.
Cambrium, Kinnekulle, Henneberg,
Schweden.

Diese die *„Parvifrontes“* Tullbergs und eine Form incertae sedis bei Tullberg umfassende Familie erscheint durch die Konzentration der Mittelloben ihres Kopfschildes spezialisiert und dürfte sich wohl von Paragnostiden wie *Mesagnostus quadratus* Tullberg abgezweigt haben.

Metagnostus n. g.

Limbus am Kopfschild vorn breit, seitwärts schmal, am Schwanzschild gleichmäßig breit. Genae am Kopf-, Pleuroloben am

Schwanzschild ungeteilt hufeisenförmig. Mittellobus des Kopfschildes ungeteilt mit niedrigen Nebenloben. Rumpfglieder mit einem Seitenhöcker. Schwanzschild mit mäßiggroßer Rhachis, die drei nach hinten verschmälerte Loben und einen Mittelwulst aufweist.

Typus: *Metagnostus erraticus* n. sp. aus einem Kalkgeschiebe des Mittleren Untersilur[1]. (Orig. Mus. Berlin. Siehe die Textfiguren 1—5 und Fig. 16.)

Außerdem gehört hierher wohl auch *Agnostus brevifrons* Ang. aus dem Mittleren Cambrium von Adrarum in Schweden und *A. glabratus* Angelin sp. aus dem Untersilur Skandinaviens.

Hypagnostus n. g.

Wie vorige, aber Rhachis des Schwanzschildes verlängert, zugespitzt und die Pygopleuren teilend.

Typus: *Agnostus parvifrons* Linnarson. (Fig. 17.) Mittleres Cambrium Schwedens.

3. Fam.: *Agnostidae* sensu stricto m.

Rückenschilder stark skulpturiert. Mittelloben des Kopfschildes schmal, lang, vorn zugespitzt und die Genae vorn teilend. Nebenloben stets vorhanden. Spindel des Schwanzschildes vorn breit mit Seitenloben, hinten in der Regel zugespitzt, die Pygopleuren dann häufig in der Mitte teilend. Limbus schmal, ringsum ausgebildet.

Diese den *Longifrontes* Tullbergs entsprechende Familie umfaßt die häufigsten, besonders im Cambrium Skandinaviens verbreiteten Formen, die sich um *A. pisiformis L.* gruppieren, aber zweckmäßig in mehrere Gattungen zerlegt werden.

Agnostus L. sensu stricto.

Mit einfachen Nebenloben und glatter Oberfläche der Genae und Pleuren.

Typus: *A. pisiformis L.* im Oberen Cambrium Schwedens (Fig. 18).

Hierher viele Arten, unter anderen *A. gibbus* Linnars., *incertus* Brögg., *elegans* Tullb., *Lundgreni* Tullb., *Nathorsti* Brögg., aus dem Cambrium Skandinaviens.

---

[1]) Diese neue Art steht den *A. glabratus* Ang. sehr nahe, unterscheidet sich aber meistens von der Abbildung Angelins durch die Verbreiterung des Limbus am Vorderrand, die Verbreiterung des Mesolobus nach hinten und die Existenz von Nebenloben.

Ein isolierter Formenkreis, der sich nicht erheblich von *Agnostus* entfernt, aber eine Reihe von charakteristischen Arten umfaßt, die eine selbständige Entwicklungsrichtung eingeschlagen haben.

Typus: *A. punctuosus* Angelin (cf. Tullberg, a. a. O., Taf. I, Fig. 5), außerdem hierher *A. atavus* Tullb., *intermedius* Tullb., *exsculptus* Ang., *aculeatus* Ang., *reticulatus* Ang., *trisectus* Salt. (Fig. 19.)

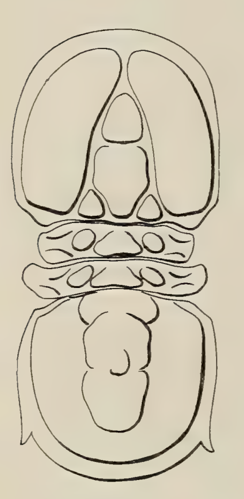


Fig. 18.
Aquostos pisiformis L.

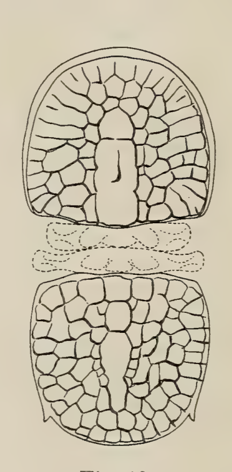


Fig. 19.
Ptychagnostus reticulatus Ang. nach Tullberg.

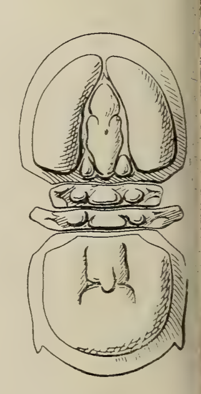


Fig. 20.
Pseudagnostus cyclopyge Tullb.

Pseudagnostus n. g.

Kopfschild wie bei *Agnostus*, aber Schwanzschild mit kurzer, breiter Rhachis, die in einen breiten, ovalen, das ganze Schwanzschild bis zum Limbus einnehmenden Endlobus endigt.

Typus: *A. cyclopyge* Tullberg, (a. a. O., Taf. II, Fig. 15). (Fig. 20.)

4. Fam.: *Leiagnostidae.*

Kopf- und Schwanzschild glatt, oval gewölbt oder mit rudimentären Furchen eines Mittellobus, der vorn und hinten allmählich in den Genallobus übergeht. Schwanzschild mit flachem Limbus. Rumpfglieder ohne Seitenhöcker. Spiculae fehlen. „*Laevigati*“ Tullbergs.

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

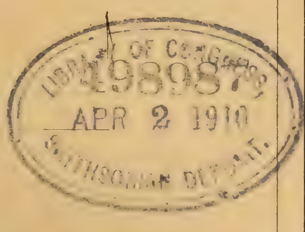
(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

61. Band.

IV. Heft.

Oktober, November, Dezember 1909.



Berlin 1909.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)
W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 401—467, Rechnungsabschluß, Zugänge der Bibliothek, Mitgliederverzeichnis, Inhalt.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr RAUFF	Schriftführer:	Herr BLANCKENHORN
Stellvertretende Vorsitzende:	„ BEYSCHLAG		„ BELOWSKY
	„ WAHNSCHAFFE		„ BÄRTLING
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN		„ STREMME
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, JAEKEL-Greifswald, C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BLANKENHORN tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens **8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Blankenhorn,** Halensee b. Berlin, Joachim-Friedrichstr. 57.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Professor Dr. Rauff,** Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des IV. Heftes.

Aufsätze.

Seite

8. Jaekel, O.: Über die Agnostiden. (Mit 23 Textfiguren.) (Fortsetzung.) 401
9. Yabe, H.: Zur Stratigraphie und Paläontologie der oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. (Mit 4 Textfiguren.) . . 402
10. Schäfer, H. J.: Über die pleistocäne Säugetierfauna und die Spuren des paläolithischen Menschen von Burgtonna i. Thür. 445

Rechnungsabschluß 468

Voranschlag für das Jahr 1910 482

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1909 483

Mitgliederverzeichnis 495



Ptychagnostus n. g.

Mit doppelten Nebenloben des Kopfschildes und radialen Falten oder unregelmäßigen Höckern auf den Genae und meist nach den Pleuren des Schwanzschildes.

1. *Miagnostus* n. g.

Mittelloben am Kopf- und Schwanzschild durch kurze Furchen angedeutet.

Typus: *A. laevigatus* DALMAN. Mittleres Cambrium Skandinaviens. (Fig. 21.)

Hierher ferner *A. cicer* TULLBERG, bei dem ich eine Verwechselung von Kopf- und Schwanzschild für wahrscheinlich halte.

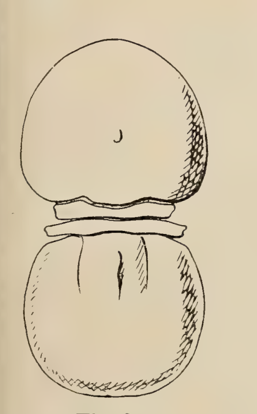


Fig. 21.
Miagnostus laevigatus DALMANN.

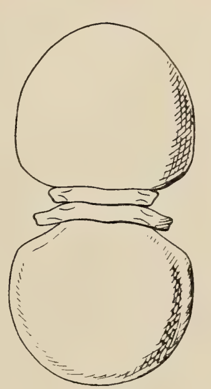


Fig. 22.
Leiagnostus erraticus n. sp.

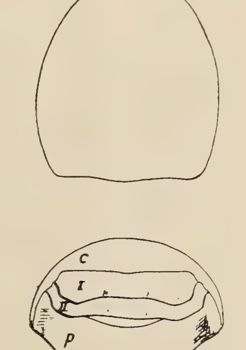


Fig. 23.
Leiagnostus erraticus n. sp. Oberes Rumpfschild. Unteres Hinteransicht eines gerollten Tieres.

2. *Leiagnostus* n. g.

Kopf- und Rumpfschild ungegliedert, das Kopfschild ganz oval gewölbt, das Schwanzschild mit flachem Limbus.

Typus: *Leiagnostus erraticus* n. sp. aus untersilurischem Geschiebe, wahrscheinlich Echinosphäritenkalk, von Rixdorf. Orig. in Berlin, Mus. f. Naturkunde. (Fig. 22—23.)

Außerdem hierher *A. nudus* BEYR., mittl. Cambrium Böhmens, *A. nudus* BEYR. var. *scanica* TULLBERG, *A. glandiformis* ANGELIN, Mittleres und oberes Cambrium. Schweden.

Manuskript eingegangen am 19. Januar 1909.]

9. Zur Stratigraphie und Paläontologie der oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin.

Von Herrn H. Yabe, z. Z. in Berlin.

(Mit 4 Textfiguren.)

I. Teil.

Obere Kreide von Hokkaido.

Etwa fünf Jahre sind seit der Veröffentlichung meines ersten Berichtes[1]) über die Kreidecephalopoden von Hokkaido vergangen. Infolge meiner anderen Arbeiten hat sich die eingehende Umarbeitung meines alten Manuskriptes bedeutend verzögert, so daß bis jetzt nur der zweite Teil erschienen ist. Die Beendigung dieser Arbeit wird jedoch noch längere Zeit in Anspruch nehmen. Überdies wird wegen meines ausländischen Aufenthaltes von drei Jahren die Fortsetzung nicht so bald erscheinen können. Ich halte es aber für zweckmäßig, schon jetzt einige kurze Bemerkungen über die Charaktere der Kreideformation von Hokkaido und deren Faunen aus den von mir gesammelten paläontologischen und stratigraphischen Daten mitzuteilen. Außerdem hat sich unser Wissen von der Kreidefauna von Sachalin etwas mehr erweitert als zu der Zeit meines ersten Studiums, und ich kann jetzt einen Zusammenhang zwischen den Kreideablagerungen auf beiden Inseln mit ziemlicher Sicherheit konstatieren.

Die erste Nachricht über die Kreidefossilien von Hokkaido verdanken wir B. S. Lyman. Aus der Sammlung dieses Herrn beschreibt Ed. Naumann[2]) fünfzehn Ammonitenarten, welche meistenteils mit den südindischen Kreideformen identisch oder sehr nahe verwandt sind. Gleichzeitig hatte Brauns[3]) einen anderen,

---

[1]) Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido Pt. I. Journ. Coll. Sci. Tokyo XVIII, 2, 1903; Pt. II. Journ. XX, 2, 1904.

[2]) Über das Vorkommen der Kreideformation auf der Insel Jeso. Mitt. d. deutsch. Gesell. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens, Bd. XXI, 1880, S. 28.

[3]) Vorläufige Notiz über Vorkommnisse der Juraformation in Japan. Ebenda.

von Urakawa stammenden Ammoniten zur Verfügung, aber er hielt ihn für eine jurassische Art, *Stephanoceras coronatum*.

Späterhin wurde das oben genannte von B. S. LYMAN gesammelte Material von Kreideversteinerungen aus Hokkaido von M. YOKOYAMA einer eingehenden Bearbeitung unterzogen. Er hat diese mit den aus anderen Gegenden Japans stammenden Kreidepetrefakten zusammen beschrieben. Dies führte er auf der Universität München aus, und das Resultat wurde unter dem Titel „Versteinerungen aus der japanischen Kreide“ in Palaeontographica, Bd. **36** (1890) publiziert[1]).

---

[1]) Wie schon zum Teil von JIMBO erwähnt wurde, gehören einige Fossilien des von LYMAN und anderen gesammelten und von YOKOYAMA untersuchten Materials zu den Tertiär-Schichten: namentlich der graue Kalkstein von Poronai mit

Frondicularia scolopendralia YOK.
Frondicularia sp.
Bulimina ezoensis YOK.
Bulimina Schwageri YOK.
Bulimina capitata YOK.
Bulimina sp.
Bolivina euplectella YOK.
Pulvinulina japonica YOK.
Venericardia compressa YOK.
Lucina poronaiensis YOK.
Tapes ezoensis YOK.

Die Kalkknollen aus denselben Gegenden mit

Nucula picturata YOK.
Nucula poronaica YOK.
Venericardia compressa YOK.
Lucina poronaiensis YOK.

gehören zu den dortigen Tertiär-Tonschiefer-Schichten (Poronai Series), vermutlich von miocänem Alter. Betreffs des Kalksteins von einem unbekannten Fundort in Hokkaido deuten die eingeschlossenen Fossilien

Lagena Gottschei YOK.
Polymorphina seminulina YOK.
Pleurostomella peregrina YOK.
Bulimina ezoensis YOK.
Bulimina Schwageri YOK.
Bulimina baccata YOK.
Bulimina capitata YOK.
Bulimina polymorphinoides YOK.
Pulvinulina japonica YOK.
Pulvinulina (?) singularis YOK.
Rotalia nitida REUSS
Rotalia Lymani YOK.
Anomalina floscularia YOK.
Nucula picturata YOK.
Turritella Wadana YOK.

auf genau dasselbe Alter hin.

Durch die geologische und mineralogische Erforschung dieser Insel unter der Provinzialregierung wurden unsere Kenntnisse hinsichtlich ihrer fossilen Faunen wesentlich erweitert. Jimbo und drei Mitarbeiter haben zusammen das Werk unternommen und persönlich alle Stellen, wo fossilreiche Ablagerungen zutage treten, besucht. Das gesammelte Material wurde zum Teil von dem erstgenannten Geologen an der Universität Berlin untersucht, und er legte das Resultat in einer Schrift „Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido“ (Paläontologische Abhandlungen, Neue Folge, Bd. II, 1894) nieder.

Über das geologische Alter dieser versteinerungsführenden Ablagerungen sagt Yokoyama:

„Aus dieser Vergleichung . . . ergibt sich, daß wir es hier mit einer Ablagerung zu tun haben, deren größter Teil — wir wissen ja nicht, ob alle Versteinerungen aus einem oder mehreren Horizonten stammen — nur mit dem untersten Glied der indischen Kreideformation verglichen werden kann, und zwar mit dem Utatur, entsprechend etwa der mittleren Kreide (dem Cenoman und Gault) von Europa.“

Umgekehrt war schon K. Jimbo wegen der stratigraphischen Unklarheit zu der Ansicht gekommen, daß alle bekannten Fossilien zu einem und demselben geologischen Horizonte gehören; und als er nach jahrelanger Erforschung des Landes und auf genauer stratigraphischer Grundlage wiederum zu diesem Resultat kam, blieb diese Ansicht über das Alter der besprochenen Formationen unter unseren Geologen bis jetzt bestehen[1]. Aber, wie unten ausführlich mitgeteilt wird, be-

---

Jimbo nimmt das Kreidealter der *Nucula picturata* als sicher an: aber es ist selbstverständlich nach Yokoyamas Schrift, daß das Fossil mit *Turritella Wadana* und vielen Foraminiferen zusammen gefunden wird und daher eine Tertiär-Art sein muß.

Im Gegensatz zu den oben genannten beiden Gesteinen von Poronai ist der dritte harte dunkelgraue Sandstein aus derselben Gegend mit

Margarita funiculata Yok.
Nucula Milnei Yok.

ein Kreidesediment (*Trigonia longiloba*-Schicht).

Nur das Gestein von Nuppaomanai mit *Cyrena* sp. nov. und *Natica* sp. nov. ist mir unbekannt.

[1]) Z. B. steht in der berühmten Schrift des für die Wissenschaft zu früh verstorbenen Herrn Dr. T. Harada über die japanische Geologie (Die japanischen Inseln. 1890) folgendes: „Jimbo beobachtete nirgends mehr als einen fossilführenden Horizont und vertritt entschieden die Ansicht, daß die Kreide Hokkaidos die Ablagerung einer einzigen Epoche repräsentiere und dem indischen Utatur entspreche.“

stätigen mein eigenes stratigraphisches Studium und meine Sammlungen von Versteinerungen in einigen dortigen Kohlenfeldern jene Ansicht, welche YOKOYAMA schon andeutete, und welche JIMBO zu widerlegen versuchte. Außerdem haben ausländische Gelehrte in dieser Hinsicht schon viele Meinungen geäußert. Zum Beispiel glauben A. LAPPARENT[1]), E. KOKEN[2]) und FR. KOSSMAT[3]), daß hier Ablagerungen verschiedenen Alters der oberen Kreide auftreten, während J. BOEHM[4]) und R. MICHAEL[5]) das Vorhandensein einiger für die untere Kreide charakteristischer Fossilien bemerken.

Die Kreideablagerungen besitzen ziemlich große Ausdehnung in einem mehr oder minder unterbrochenen schmalen Bande, welches sich, von Süden nach Norden hinziehend, an der Westseite der von krystallinischen und paläozoischen Gesteinen gebildeten Median-Gebirgskette dieser Insel befindet. Die Ostseite der Mediankette zeigt eine geringere Ausdehnung dieser Bildungen, aber da ich selbst keine Gelegenheit zur Erforschung dieser Gegend hatte, kommt sie für mich hier nicht in Betracht.

Die Hauptmasse der Sedimentärgebilde besteht aus miteinander wechsellagernden Schiefertonen, Sandsteinen und Konglomeraten; die ersteren sind gewöhnlich reich an Mergelknollen und -bänken. Auch selbst Kalkstein findet sich im Schieferton, und bisweilen werden dünne erdige Kohlenlager in dem Kreidekomplex gefunden.

Diese Kreideablagerungen mit den überlagernden Tertiärsedimenten zusammen sind starken tektonischen Störungen unterworfen, so daß sie oft fast senkrecht stehen, und daß sogar Überkippung der älteren Schichten auf die jüngeren nicht selten stattfindet.

Die Versteinerungen sind meistens in den Mergelknollen und -bänken eingeschlossen — oft in großer Menge — aber auch zum Teil in Schieferton und Sandstein. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist gewöhnlich vortrefflich[6]).

---

[1]) Traité de Géologie III, 1899, S. 1346, 1361 u. 1394.

[2]) Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte, 1893, S. 421.

[3]) Über die Bedeutung der südindischen Kreideformation für die Beurteilung der geographischen Verhältnisse während der späteren Kreidezeit. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, Bd. XXIV, 1894, H. 3, S. 470.

[4]) Über *Ammonites pedernalis*, v. BUCH. Diese Zeitschr., Bd. **50**, 1895, S. 200.

[5]) Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1899, S. 164.

[6]) Die Fundorte der Kreidefossilien in Hokkaido sind von JIMBO schon ausführlich erwähnt; unter denselben habe ich auch reiches und

Soweit aus meinen bisherigen Erfahrungen zu schließen ist, muß bemerkt werden erstens, daß die in Mergelknollen eingeschlossenen Fossilien keineswegs zu anderen Arten gehören als zu solchen aus dem Muttergestein, und zweitens, daß wir entsprechend der regelmäßigen Aufeinanderfolge der Schichten auch in diesem verschiedene Faunen verfolgen können. Meiner Ansicht nach scheint es auch theoretisch unhaltbar zu sein, daß die Ammoniten-Arten, so regelmäßig in den Schichten verschiedenen Alters in anderen Gegenden der Welt gefunden, hier sich untereinander vermischen, wie JIMBO meint.

Ich will versuchen, in Kürze die Lagerungsverhältnisse der Kreideablagerungen von Hokkaido zu skizzieren, aus denen das meiner Arbeit zugrunde liegende paläontologische Material herstammt.

Es gelang mir unter den dortigen Kreidebildungen die Unterscheidung dreier Hauptablagerungen, welche faunistisch ganz und lithologisch zum Teil voneinander verschieden sind. Vom Liegenden zum Hangenden haben wir die folgenden Schichtenreihen:

I. Untere Ammoniten-Schichten.

Ein Komplex, hauptsächlich aus schwarzen oder grauen Schiefertonen bestehend, dessen Unterteil durch seltene Einlagerung von Kalksteinlinsen und dessen Oberteil durch mehrfache Wechsellagerung von dünn geschichteten Sandsteinen mit

---

mannigfaltiges paläontologisches Material an folgenden Stellen erbeutet:

I. Am Flusse Ikushumbets, in der Provinz Ishikari:
  a) den Hauptfluß entlang, zwischen den Mündungen des rechten Nebenflusses Yoshiashizawa und des linken Nebenflusses Brnnosawa;
  b) an den Nebenflüssen Yoshiashizawa, Kikumezawa und Bannosawa.

II. Am Flusse Yubarigawa, in der Provinz Ishikari:
  a) den Hauptfluß entlang, zwischen den Mündungen der linken Nebenflüsse Pankemoyubari und Ponyubari;
  b) am Nebenflusse Kuruki, oberhalb der dortigen Kohlen-Entblößungen.

III. Im Kohlenfeld Mukawa, in der Provinz Iburi; am Flusse Sanushibe und seinen Nebenflüssen.

IV. Am Flusse Opiraushibets und seinen Nebenflüssen, in der Provinz Teshio.

V. Am Flusse Abeshinai und seinen Nebenflüssen, in der Provinz Teshio.

Schiefertonen bezeichnet ist. In diesem Komplex sind bis jetzt nur zwei an Versteinerungen mehr oder weniger reiche Hauptniveaus bekannt:

a) der oben genannte Kalkstein mit einer großen Menge von *Orbitolina* cfr. *concava* LAM. und riffbildenden Korallen (Orbitolinen-Kalk) und

b) die oberste Schieferton-Schicht mit wenigen, aber für die Horizontierung verwendbaren Ammoniten wie *Lytoceras yezoense* YABE (*Lytoceras yezoense*-Schicht).

II. *Trigonia*-Sandsteine.

Ein Komplex von bedeutender Mächtigkeit mit überwiegenden Sandsteinen und Konglomeraten und sehr untergeordneten Schiefertonen. Hier sind drei versteinerungsreiche Niveaus nachweisbar; aber sonst ist der ganze Komplex außerordentlich versteinerungsarm. Diese drei Niveaus sind:

a) *Trigonia longiloba*-Sandstein

mit massenhaft *Trigonia longiloba* JIMBO und anderen Mollusken-Überresten. Ammoniten sind selten. *Acanthoceras rhotomagense* var. *asiatica* JIMBO und *Turrillites Komotai* YABE. Außer diesen Formen gehören, von YOKOYAMA und JIMBO beschrieben, *Nucula Milnei* YOKOYAMA, *Trigonia subovalis* JIMBO und *Margarita funiculata* YOK. ohne Zweifel zu diesem Sandstein; andere Lamellibranchiaten und Gastropoden sind jetzt in diesem Horizonte gefunden; aber sie sind leider noch nicht genügend erforscht. Bekannt ist noch *Meekia* cfr. *sella* GABB und verdient besonders bemerkt zu werden.

b) *Thetis*-Sandstein,

ein grüner Sandstein, mit massenhaftem Vorkommen der *Thetis* aff. *affinis* WHITEAVES und *Desmoceras Dawsoni* var. *japonica* YABE. Diese beiden sind besonders bemerkenswert, weil sich nahe Verwandte von ihnen in der Kreideformation der Westküste von Nordamerika befinden.

c) *Pectunculus*-Sandstein,

ein harter, grauer Sandstein, gekennzeichnet durch eine Art von *Pectunculus*, welche oft in großer Menge zusammengedrängt gefunden wird.

III. Obere Ammoniten-Schichten.

Was die oberste Abteilung anlangt, so erinnert diese durch die überwiegenden Schiefertone an die unteren Ammoniten-Schichten. Auch hier treten oft Sandsteinbänke zwischen den Schiefertonen, obwohl weniger häufig als bei den letzteren, auf. Die Ablagerungen der obersten Abteilung zeichnen sich durch einen großen Reichtum an Fossilien aus, und die von Yokoyama und Jimbo beschriebenen Formen gehören meistenteils zu diesen Schichten.

Unglücklicherweise sind die Gesteinsarten in dem ganzen Komplex vollständig gleich. Diese Tatsache und die starken tektonischen Störungen dieser Schichten machen es schwer, Unterabteilungen zu unterscheiden. Doch, wie es mir scheint, kann man leicht zwei große Stufen unterscheiden und vielleicht auch noch eine besondere Zone von deren unterstem Teil abtrennen.

a) *Mammites*-Schicht.

Es fehlen uns genügende stratigraphische und paläontologische Daten, um die Absonderung dieser Schicht von den überliegenden abzusondern, was ich lediglich für wahrscheinlich halte.

b) *Scaphites*-Schichten.

Die Fauna dieser Unterabteilung zeichnet sich durch den Reichtum an verschiedenen Arten von *Scaphites* — insbesondere solchen mit den Oregonischen Arten übereinstimmend oder ihnen nahestehend — und *Schloenbachia* aus. Außerdem finden sich in denselben viele andere Ammoniten gemeinsam mit den überliegenden Schichten wie *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe und *Desmoceras Damesi* Jimbo.

c) *Pachydiscus*-Schichten.

Unzweifelhaft müssen in diesem Komplex viele besondere Fossilien-Zonen unterschieden werden; es bleibt aber hier eine offene Frage für die weiteren Untersuchungen; doch halte ich es wenigstens für möglich, daß

c 1) die älteren Schichtengruppen mit Ammoniten aus der Gruppe von *Pachydiscus peramplus* und *Inoceramus digitatus* (Schmidt) (= *I. Schmidti* Michael) und

c 2) die jüngere mit Ammoniten aus der Gruppe von *Pachydiscus ariyalurensis* Stoliczka

zu unterscheiden sind. Die sehr eigenartige Schicht mit *Placenticeras subtilistriatum* Jimbo gehört zu den ersteren (a. a. O.).

Das stratigraphische Verhältnis dieser verschiedenen Kreideablagerungen untereinander, ob sie konkordant oder diskordant aufeinanderliegen, kann man jetzt noch nicht mit Sicherheit feststellen. Oberflächlich haben wir keine unmittelbaren Anhaltspunkte für die Bestätigung einer wichtigen Diskordanz zwischen den zwei Abteilungen oder Unterabteilungen. Insbesondere sind die Unterabteilungen der oberen Ammoniten-Schichten miteinander fest verknüpft. Dasselbe Verhältnis gilt auch für die Grenze zwischen den *Trigonia longiloba*-Sandsteinen und den unteren Ammoniten-Schichten.

Aber das Vorhandensein von diskordanten Lagerungen ist innerhalb der *Trigonia*-Sandsteine nicht ausgeschlossen; hier haben wir die Ablagerung aus seichtem Wasser in der Küstenzone; ferner ist keine Verwandtschaft zwischen den fossilen Einschlüssen der aufeinander folgenden versteinerungsführenden Horizonte bemerkbar. Obwohl ich jetzt nicht imstande bin, ein deutliches Beispiel von diskordanten Lagerungen in den Kreidebildungen von Hokkaido anzuführen, will ich vorläufig nur erwähnen, daß dieselben hier erwartet werden können; ich halte es für verfrüht, wenn man auf die heutigen Kenntnisse hin diese Frage zu entscheiden wagt.

Soweit mir bekannt ist, umfassen die Kreidefaunen von Hokkaido folgende Ammoniten-Arten (s. Tabelle am Schlusse dieser Abhandlung), welche bis jetzt zum Teil von Yokoyama, Jimbo und von mir beschrieben worden sind. Die noch nicht beschriebenen Arten, meistenteils neu, aber mehr oder weniger eine nahe Verwandtschaft mit denjenigen von Südindien zeigend, werden in folgendem durch von mir in einem Manuskript gegebene Namen provisorisch unterschieden[1]).

Wie aus dieser Übersicht hervorgeht, haben wir jetzt eine ganze Menge von Ammoniten-Arten, von den oberen Ammoniten-Schichten abstammend, von denen wir aber heutzutage nicht imstande sind, mit Sicherheit zu bestimmen, zu welchen Unterabteilungen derselben sie gehören, oder ob sie allen gemeinsam sind. Aber ohne Zweifel sind die *Pachydiscus*-Schichten die artenreichsten, und die *Scaphites*-Schichten enthalten wenigstens etwa 10 Arten mit den vorigen gemeinsam. Die älteren Horizonte bieten nur 1 bis 3 Arten dar und scheinen je eine eigene Fauna zu enthalten.

---

[1]) Diese Namen sind mit * bezeichnet.

Betrachten wir auf Grund der von der Tabelle gelieferten Daten den Charakter der Fauna in jeder Schicht. —

I b) Die oberste Schieferton-Schicht der unteren Ammoniten-Schichten: Die bestimmbaren Ammoniten-Überreste der älteren ammonitenführenden Schicht sind folgende vier Arten:

Lytoceras yezoense Yabe†,
L. imperiale Yabe†,
Turrilites cf. *Bergeri* Brongniart,
Puzosia sp. nov.†

Die mit † bezeichneten Arten wurden zusammen in der untersten Schicht des Flusses Ikushumbets gefunden, und das stratigraphische Verhältnis dieses Horizontes ist mir klar; aber die andere, vom Mukawa-Gebiet stammend, ist nicht mehr brauchbar für die Bestimmung des Alters der Schicht, weil das Verhältnis der letzteren zur ersteren nur in meiner Vermutung besteht.

Von diesen drei Arten liefert *Lytoceras yezoense* allein einen Anhaltspunkt für den jetzigen Zweck; es zeigt eine unmittelbare Verwandtschaft mit *L. Mahadeva* Stoliczka aus der südindischen Utaturgruppe und mit *L. Batesi* Gabb aus der Californischen Chicogruppe und aus Horizont C der Königin Charlotte-Inseln.

So haben wir hier vielleicht eine Cephalopoden-Fauna, die ein Äquivalent eines Teiles des Cenomans bildet. Aber es ist gewiß, daß wir nicht imstande sind, mit einer Ammoniten-Art ein Niveau zu fixieren; doch es scheint mir höchst wahrscheinlich, weil wir dieses auf rein stratigraphischer Grundlage auch noch erreichen werden.

II a) *Trigonia longiloba*-Sandstein. Der unmittelbar überliegende *Trigonia longiloba*-Sandstein enthält außer *Trigonia-longiloba* Jimbo, *T. pocilliformis* Yokoyama, *T. sublaevis* Jimbo und *T.* sp. zwei wichtige Ammoniten, namentlich *Turrilites Komotai* Yabe und *Acanthoceras rhotomagense* var. *asiatica* Jimbo. Obwohl das letztere Fossil mir eine neue Art zu repräsentieren scheint, ist doch seine Beziehung zur wohlbekannten Ober-Cenoman-Art, *A. rhotomagense*, nicht zu übersehen. *T. Komotai* steht *T. Cunliffianus* Stoliczka aus der Utatur-Gruppe Südindiens nahe. Das vorher geschilderte Vorkommen von *Meekia* cfr. *sella* Gabb in diesem Niveau zeigt auch dasselbe Verhältnis, denn sie ist auch *Meekia sella* aus dem Horizont C der Königin Charlotte-Inseln identisch oder steht ihr wenigstens sehr nahe.

II b) *Thetis* aff. *affinis*-Sandstein. Diese Schicht bildet durch den außerordentlichen Reichtum an zwei sehr charakteristischen Fossilien, *Desmoceras Dawsoni* var. *japonica* YABE und *Thetis* aff. *affinis* WHITEAVES, einen sehr bemerkenswerten Horizont. Es ist von Interesse, daß diese Schicht wegen der beiden Fossilien einen rein nordamerikanischen Charakter zeigt. Über das obercenomane Alter der interessanten Fauna scheint mir kein Zweifel zu bestehen. Obwohl die Fauna artenarm ist, bildet sie doch eine wichtige Ergänzung zu unseren Kreideformationen.

II c) *Pectunculus*-Sandstein. Dagegen sind in dem nächstfolgenden *Pectunculus*-Sandstein bis jetzt keine Ammoniten-Reste gefunden, und diese Schicht muß hier von der Betrachtung gänzlich ausgeschlossen werden.

III a) *Mammites*-Schicht. Die Ablagerungen des unteren Turons werden ebenfalls in Hokkaido nur mit geringer Bestimmtheit nachgewiesen. Jedoch ist es von großem Interesse zu bemerken, daß in einer Schicht, welche die *Trigonia*-Sandsteine im Ikushumbets-Gebiet überlagert, und daß in einer anderen Schicht, welche unter den *Scaphites*-Schichten im Opiraushibets-Gebiet liegt, solche Ammoniten-Arten gefunden werden, welche bezeichnete unterste Turontypen sind: namentlich *Acanthoceras pseudodeverianum* JIMBO und *Mammites* sp.

Ich weiß nicht, in welcher Schicht JIMBO das Original-Exemplar von *Acanthoceras pseudodeverianum* gefunden hat, aber es gelang mir einmal, ein Fragment derselben Spezies in einem Tonschieferlager am Flusse Ikushumbets selbst zu finden, und daher kann ich seinen genauen Horizont mit Sicherheit bestimmen. Diese Art zeigt eine große Ähnlichkeit mit *Acanthoceras deverianum*, während die andere in dem Opiraushibets-Gebiet gefundene Form in naher Beziehung zu *M. nodosoides* SCHLOTH. steht. Beide europäischen Formen sind ausgezeichnete Unter-Turon-Typen.

III b) *Scaphites*-Schichten. Wichtig ist die weite Verbreitung von *Gaudryceras tenuiliratum* YABE in den übrigen Teilen der oberen Ammoniten-Schichten (*Scaphites*-Schichten und *Pachydiscus*-Schichten). Diese Form ist lange mit einer Utatur-Art, *Gaudryceras Sacya* FORBES, verwechselt und macht den meisten Gelehrten den Eindruck, daß wir in Hakkaido eine Schichtenfolge des Utatur-Alters erwarten können. Aber wie schon von mir in einer anderen Schrift erwähnt wurde, ist die japanische Form ganz von der südindischen verschieden und zeigt deshalb keineswegs das Utatur-Alter der Schichten, welche sie einschließen.

Eine andere bemerkenswerte Art, welche in den *Scaphites*-Schichten und *Pachydiscus*-Schichten gemeinsam gefunden ist, ist *Phylloceras* „*Velledae*". Die japanischen Exemplare wurden schon früh von Ed. Naumann und Yokoyama mit Recht als *Ph. Velledae* bezeichnet. Dieselbe Meinung ist auch von anderen Kennern der oberen Kreideammoniten geäußert, z. B. hielt G. Steinmann[1]) nach dem genauen Vergleich mit dem *Ph. ramosum* Meek die japanische Form für echte *Ph. Velledae*. Fr. Kossmat[2]) neigt auch demselben Gedanken zu, obwohl er einige Zweifel hegt. Gleichzeitig glaubte Steinmann, daß *Ph. ramosum* Meek identisch mit *Ph. bizonatum* Fritsch und wahrscheinlich auch mit *Ph. Velledae* Whiteaves wäre, während nach seiner Ansicht *Ph. velledaeformis* Schlüter nur eine nahestehende Art ist. Auch vereinigt Kossmat *Ph. ramosum* mit *Ph. nera* Forbes. Also, kurz gesagt, halten die beiden genannten Forscher die jüngeren Formen spezifisch unterscheidbar von der älteren *Ph. Velledae*. Man ist infolgedessen gezwungen, *Ph.* „*Velledae*" in unseren oberen Ammoniten-Schichten als einen Vertreter der Cenoman-Formation anzunehmen. Ob die Art *Ph. Velledae* selbst hier wirklich vertreten ist, darüber bin ich jetzt im Zweifel. Die genauere Untersuchung von meinem Material dieser Spezies habe ich noch nicht unternommen, weil mir in Tokyo leider nur sehr wenige Exemplare der europäischen unzweifelhaft *Ph. Velledae* zur Verfügung standen. Doch habe ich schon bemerkt, daß die Gestalt unserer Exemplare im Verhältnis der Breite sehr variabel und also in dieser Hinsicht Steinmanns Unterscheidungsmerkmal unhaltbar ist. Wie in dem Falle der jurassischen Phylloceraten, von M. Neumayr untersucht, können wir vielleicht vermittelst des genaueren Vergleichs der Suturlinie unserer Exemplare mit *Ph. Velledae* aus dem Cenoman einige interessante Erfolge erwarten[3]).

Ganz Gleiches gilt von unseren *Ph. ezoense* Yokoyama, welche augenscheinlich von den älteren *Ph. Rouyanum* d'Orb., *Ph. Whiteavesi* Kossmat und *Ph. shastalense* Anderson wie von der jüngeren *Ph. Forbesianum* d'Orb. schwer zu unterscheiden ist. Kossmat[4]) schreibt einmal über die Art folgendes:

[1]) Das Alter und die Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile. Neues Jahrb. f. Min. B.-B. X, 1895, S. 80—84.

[2]) Untersuchungen über die südindischen Kreideformationen. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients, Bd. IX, 1895, S. 108, 160.

[3]) Vide auch G. C. Criek: Cretaceous Fossils of Natal III, 1907, S. 166—169. Der Verfasser hat auch einige Bemerkungen über das sehr verwickelte Verhältnis dieser Art gemacht.

[4]) Untersuchungen über die südindischen Kreideformationen. Beitr.

„Ich war eine Zeitlang sehr geneigt, die Utatur-Form *(Ph. Whiteavesi)* zu dieser *(Ph. ezoense)* Art zu ziehen; glaube aber jetzt doch, daß die von YOKOYAMA angegebenen Unterschiede, wenigstens für die mittleren und größeren Stücke, ihre Gültigkeit haben."

Im Gegensatze hierzu hielt BOULE[1]) all diese drei Formen, *Ph. Whiteavesi*, *Ph. Forbesianum* und *Ph. ezoense*, für identisch.

Ich kann also an dieser Stelle mit Sicherheit nur sagen, daß in Hokkaido die oben genannten Arten nicht in den unteren Abteilungen gefunden sind, sondern immer in den oberen Ammoniten-Schichten, welche jünger als Cenoman sind.

Eigenartig ist das häufige Auftreten der *Puzosia*-Arten in den oberen Ammoniten-Schichten. In der nachfolgenden Tabelle habe ich 9 Arten aus den *Scaphites*- und *Pachydiscus*-Schichten angegeben; aber die Zahl derselben wird nach der Durcharbeitung meines Materials bedeutend vergrößert werden. In der südindischen Kreideformation kommen auch viele Arten dieser Gattung vor, aber im Gegensatze zu unserer Kreide ist ihre Verbreitung in den beiden unteren Abteilungen eingeschränkt, und sie fehlen gänzlich in der obersten Abteilung. So gibt es nach KOSSMAT 8 Arten von *Puzosia* in der Utatur-Gruppe und 2 Arten in der Trichinopoli-Gruppe. Aus den unteren Ammoniten-Schichten ist nur eine einzige *Puzosia*-Art und keine aus den *Trigonia*-Sandsteinen bekannt; die gesamte Anzahl der bisher von diesen Schichten bekannten Ammoniten ist eben sehr gering. Aber das gänzliche Fehlen dieser Arten in der südindischen Ariyalur- und Valudayur-Gruppe und ihr Reichtum in unseren oberen Ammoniten-Schichten scheint mir ein schroffer Gegensatz zwischen den beiden Faunen zu sein. Trotz des sehr reichen Vorkommens von *Puzosia* auf beiden Seiten kenne ich nur eine einzige Art — *P. indopacifica* KOSSMAT — die ihnen gemeinsam ist. Eine andere Art — *P. yezoense* — ist mit der südindischen *P. gaudama* FORBES ziemlich eng verknüpft, jedoch nicht identisch. Diese Formen, *P. indopacifica* und *P. yezoense*, sind in den *Pachydiscus*-Schichten gefunden worden, während die beiden südindischen Arten aus der Trichinopoli-Gruppe hervorgegangen sind. Einige andere japanische Formen sind auch mehr oder weniger anderen südindischen Formen ähnlich,

---

z. Paläont. u. Geol Österr.-Ungarns u. d. Orients, Bd. XI, 1898, S. 125.

[1]) Cephalopodes Crétacés des environs de Diego-Suarez, 1906, S. 9.

aber ihre unmittelbare Verwandtschaft miteinander ist ausgeschlossen.

Außer den oben genannten Versteinerungen gibt es zwei Gruppen von Formen, welche ich zunächst in Betracht ziehen muß: nämlich a) solche Formen, welche aus den beiden *Scaphites*- und *Pachydiscus*-Schichten bekannt sind, und b) solche Formen, von welchen es mir unbekannt ist, ob sie in den *Scaphites*- oder *Pachydiscus*-Schichten allein oder auch in den beiden Komplexen gefunden wurden. In der am Schluß dieser Abhandlung gegebenen Tabelle bezeichnete ich die Formen b) einfach als aus den „oberen Ammoniten-Schichten" stammend, ohne nähere Angaben[1]).

a) Aus den *Scaphites*-Schichten wie den *Pachydiscus*-Schichten sind die folgenden Arten bekannt:

Phylloceras cfr. *ramosum* Meek
Phylloceras ezoense Yokoyama
Gaudryceras tenuiliratum Yabe.

Diese drei Formen wurden von mir schon erwähnt.

Tetragonites glabrum Jimbo
Tetragonites sphaeronotus Jimbo
Turrilites venustus Yabe
Turrilites Otsukai Yabe
Hamites yubarensis Yabe*
Desmoceras Damesi Jimbo.

Die erste und zweite Art wird vielleicht mit Recht als der südindischen *Tetragonites epigonus* Kossmat nahestehend betrachtet, welche in der dortigen oberen Trichinopoli-Gruppe gefunden ist. Die dritte Art ist mit der *Turrilites ceratopse* Anderson aus der unteren Chico vergleichbar, und die sechste ist nur eine Abart der *D. sugata*, welche in den beiden oberen Trichinopoli- und Ariyalur-Gruppen auftritt, während die vierte und fünfte Art keine unmittelbar verwandten Formen aus den ausländischen Kreideformationen hat.

---

[1]) Wegen sehr verwickelter tektonischer Verhältnisse der Kreidegegenden in Hokkaido ist die Verfolgung der Spur bestimmter Horizonte immer schwierig, und deswegen ist die Zahl dieser stratigraphisch unbestimmten Formen nicht sehr gering. Ich wünsche hier besonders hervorzuheben, daß meine jetzige Ansicht auf Vermutung begründet ist. Noch eine andere Ansicht als die hier vertretene drängte sich mir während meiner Erforschung wiederholt auf: sind die *Scaphites*-Schichten und die unteren Teile der *Pachydiscus*-Schichten eigentlich zwei heterope Entwicklungen desselben Zeitalters? Welche von diesen Ansichten richtig ist, bleibt eine offene Frage.

b) Zu der zweiten Gruppe gehören:

Gaudryceras crassicotatum Jimbo
Gaudryceras Yamashitai Yabe
Gaudryceras Kawanoi Jimbo
Tetragonites popetensis Yabe
Puzosia Ishikawai Jimbo
Puzosia elegans Yabe*
Puzosia Yokoyamai Yabe*
Puzosia japonica Yabe*.

Bezeichnend für einen bestimmten Horizont ist nur die erste Art, welche dem *G. denseplicatum* sehr nahe steht und also auch dasselbe Alter aufweisen könnte.

Bezeichnend für die *Scaphites*-Schichten sind die verschiedenen Arten von *Scaphites* und *Schloenbachia*. Von diesen auf der nachfolgenden Tabelle gegebenen Formen sind nur die folgenden für die Altersbestimmung dieser Schichten brauchbar:

Scaphites pseudoaequalis Yabe*
Scaphites planus Yabe*
Scaphites puerculus Jimbo
Prionotropis cfr. *serrato-carinatus* Stol.
Gaudryceras limatum Yabe.

S. pseudoaequalis zeigt eine sehr bedeutende Ähnlichkeit mit *S. aequalis* Sow. von dem europäischen Cenoman, so daß Jimbo schon die beiden miteinander verglichen hat, doch ist eine Identifizierung nicht möglich, da die Beschaffenheit der Suturlinie etwas verschieden ist. *S. pseudoaequalis* steht auch in ganz demselben Verhältnis zu den südindischen Utatur-Spezies *S. similaris* Stol.

Die zwei anderen *Scaphites*-Arten und *Prionotropis* cfr. *serrato-carinatus* besitzen sehr nahestehende Verwandte in Phönix-Schichten von Oregon; die letzte Art stimmt auch recht gut mit Stoliczkas Typus von der unteren Trichinopoli-Gruppe Südindiens überein.

Unser *Gaudryceras limatum* steht in naher Beziehung zu dem südindischen *G. politissimum* Kossmat, das in der oberen Trichinopoli-Gruppe gefunden wird.

Aus diesen Fossilien kann das Vorkommen des Turons in Hokkaido mit Sicherheit angenommen werden.

Das schon erwähnte Vorkommen solcher Formen wie *Tetragonites sphaeronotus*, *T. glabrum*, *Gaudryceras tenuiliratum* und *Desmoceras Damesi* in den *Scaphites*-Schichten, welche in den *Pachydiscus*-Schichten wiederholt erscheinen, und welche die

südindischen und die anderen ausländischen Senon-Bildungen kennzeichnen, spricht, wie es scheint, keineswegs gegen das hier angenommene geologische Alter der *Scaphites*-Schichten. Wenn man solche Formen mit den anderen zusammen, und zwar in einem numerischen Verhältnis in Betracht zieht, wird man leicht zu einer unrichtigen Vorstellung kommen.

III. *Pachydiscus*-Schichten. Aus dem vorhergehenden Abschnitt haben wir schon gesehen, daß solche Ammoniten, welche die älteren Formationen kennzeichnen, zu den unteren Horizonten gehören, als die anderen, welche an dieser Stelle in Betracht kommen können. Die Ammoniten, in den *Pachydiscus*-Schichten gefunden, gehören meistenteils zu den Gattungen, Gruppen und Arten, welche in allen Weltteilen die obersten Kreideformationen (Senon) charakterisieren; z. B. *Gauthiericeras, Barroisiceras, Hauericeras, Placenticeras;* Gruppe des *Pachydiscus ariyalurensis* und *P. neubergicus; Phylloceras Surya, Baculites teres, Hamites indicus, H. largesulcatus:*

Ausnahmsweise kommen diejenigen Formen vor, welche ihre Verwandten angeblich in den älteren Schichten der ausländischen Kreidegebiete haben. Über zwei Arten von *Phylloceras* habe ich schon eine kurze Bemerkung gemacht und wende mich daher den anderen Formen zu.

Hamites pseudogaultinus Yok.
H. subquadratus Yok.

In Gesellschaft mit den als Senon-Typen wohlbekannten *Hamites indicus* Forbes, *largesulcatus* Forbes und *rugatus* Forbes kommen die anderen vor, welche den älteren Formen etwas ähnlich sind, wie z. B. die von Yokoyama unter dem obigen Namen beschriebenen Formen. Er behauptet, daß sein *H. pseudogaultinus* mit dem südindischen *H. tropicus* Kossmat (früher *H. gaultinus*) und mit dem europäischen *H. gaultinus* Pictet nahe verwandt ist, und daß *H. subquadratus* mit einer damals noch nicht beschriebenen, aus dem Gault von Perte du Rhône stammenden Art ganz besondere Ähnlichkeit besitzt. In dieser Hinsicht hat er wohl recht, trotzdem vermute ich, daß unsere Hokkaido-Formen zu einer ganz besonderen Kategorie von *Hamites* nicht gerechnet werden dürfen, welche von jenem älteren Typus weiter entfernt ist, als allgemein angenommen wird. Meine spätere Durcharbeitung der *Hamites*-Arten aus dem wie gewöhnlich aus meistenteils zerbrochenen Stückchen bestehenden Material scheint mir eine schwere Aufgabe zu sein.

Pachydiscus rotalinoides Yabe*.

Der nahestehende *P. rotalinus* Stoliczka ist aus der Utatur-Gruppe Südindiens bekannt, aber Fr. Kossmat hat angegeben, daß die Matrix jener der Fossilien von Anapady, Trichinopoli-Gruppe, sehr ähnlich sieht. Boule fand aber dieselbe Art in den oberen Senon-Schichten von Madagaskar.

Pachydiscus Yokoyamai Jimbo
Pachydiscus abeshinaiensis Yabe*
Pachydiscus Kossmati Yabe*.

Das Vorkommen dieser drei Arten, der *P. peramplus* Mant. mehr oder weniger nahestehend, in den *Pachydiscus*-Schichten scheint besonders merkwürdig. *P. abeshinaiensis* ist eine Verwandte der *P. Vayu* und *P. Yokoyamai* der *P. Jimboi* Kossmat, während *P. Kossmati* z. T. der *P. anapadense* Stol. und z. T. der *P. Jimboi* ähnlich ist. Alle diese drei südindischen Arten sind aus der unteren Trichinopoli-Gruppe bekannt; vor kurzem aber fand Pervinquière *P. Vayu* und *P. Jimboi* auch in den untereren Senon-Schichten von Tunis.

Nehmen wir vorläufig an, daß alle diese Formen in Wahrheit mit den älteren, d. h. Turon-, Cenoman- oder Gault-Formen in einem verwandtschaftlichen Verhältnis stehen, doch ist die Zahl der Senon charakterisierenden Formen so überwiegend, daß wir über das Senon-Alter der *Pachydiscus*-Schichten keinen Zweifel hegen können, es stimmt diese Bestimmung des geologischen Alters genau mit den stratigraphischen Tatsachen überein.

Die *Pachydiscus*-Schichten enthalten eine Fauna, welche einheitlich erscheint, aber bei genauerer Betrachtung steht es ziemlich fest, daß das häufige Auftreten der *Puzosia*-Arten (einschließlich *P. yezoense** und *P. indopacifica*), ein seltenes Vorkommen der *Pachydiscus*-Arten von der Gruppe der *Pachydiscus peramplus* und auch der *P. koluturensis* Stoliczka in dem unteren Teil beschränkt sind, und daß alle diese Arten nach oben hin von den Riesenformen der *Pachydiscus* von der Gruppe der *P. ariyalurensis* (sogenannten „Kabo-cha-ishi = Kürbis-Stein) ersetzt werden.

Ich kann hier ein großes Verdienst, welches sich J. Boehm[1]) um die Hokkaidokreide erworben hat, nicht unerwähnt lassen. Es gelang ihm nach eingehender Erforschung der *Placenticeras* und der verwandten Genera unser *Pl. subtilistriatum* Jimbo als eine Untersenon-Art zu bestimmen, trotz

---

[1]) Über *Ammonites pedernalis* v. Buch. Diese Zeitschr., Bd. **50**, 1895, S. 200.

der anderen Meinung JIMBOS. Das ist ein glänzendes Beispiel dafür, daß man aus der genauen Untersuchung einer besonderen Form zu einem richtigeren Urteil über das geologische Alter kommen kann, als wenn man die gesamte Fauna einer flüchtigen Behandlung unterzieht. In der Tat ist die sogenannte *Placenticeras*-Schicht in die *Pachydiscus*-Schichten, und zwar in ihren unteren Teil eingeschaltet.

Meine Ansicht wird noch weiter bestätigt durch das häufige Auftreten der *Inoceramus Schmidti* MICHAEL in dem unteren Teil der *Pachydiscus*-Schichten. FR. SCHMIDT[1]) hat zuerst diese aus den Kreideformationen von Sachalin vorkommende Art unter dem Namen *Inoceramus digitatus* SOWERBY beschrieben; sie ist nach MICHAELS Meinung eine besondere Art und eine verwandte Zeitgenossin der genannten Emscher-Mergel-Art. Die mit dieser Art entweder gänzlich oder beinahe identischen Formen sind auch aus der Nanaimo-Gruppe der Vancouver (*I. digitatus*), aus der Trichinopoli-Gruppe Südindiens (*I. diversus* STOL.) und aus dem Austin-Chalk von Texas (*I. undulatoplicatus* ROEMER) bekannt. Also hält MICHAEL mit Recht diese Art für ein ausgezeichnetes Leitfossil der Untersenonformation.

In den *Pachydiscus*-Schichten finden wir demnach eine ziemlich reiche Ammoniten-Fauna des Senon-Alters. Ich habe vielleicht recht, wenn diese Fauna den Vergleich mit derjenigen der Nachbarländer nicht zu scheuen braucht, um die faunistische Beziehung dieser Gegenden festzustellen. Zu diesem Zweck habe ich zwei Tabellen aufgestellt; auf der ersten stehen die Namen der aus Südindien, Hokkaido und der Vancouver-Insel gefundenen Ammoniten-Gattungen und die Zahl der von diesen drei Gegenden bekannten Spezies. Daraus geht hervor, daß kein grundsätzlicher Unterschied in betreff der Verbreitung der Gattungen und Arten in diesen voneinander weit entfernten Gegenden besteht. Bemerkenswert ist das Fehlen der drei Ammoniten-Gattungen in Hokkaido, welche in Südindien durch eine bis zwei Arten vertreten sind: nämlich *Pseudophyllites*, *Sphenodiscus* und *Brahmites*. Indessen ist *Pseudophyllites* auch aus der Vancouver-Kreide schon bekannt; ich halte es für möglich, daß diese Gattung später auch in unseren Bildungen zu finden sein wird. Andererseits ist das nur von Hokkaido bekannte Genus ein abnormer Typus von „*Crioceras*“. Die Proportion der Zahl der Arten in jeder

[1]) Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin. Jahrb. d. K. preuß. Geol. Landesanstalt 1897.

Gattung ist regelmäßig in beiden Faunen, *Gaudryceras, Hamites, Holcodiscus* und *Pachydiscus* gehören zu den vorherrschenden Gattungen.

Tabelle I.

	Südindien[5]) Ob. Trichinopoli-Gruppe + Ariyalur-Gruppe + Valdagur-Gruppe	Hokkaido *Pachydiscus*-Schichten	Vancouver-Insel[6]) Nanaimo-Gruppe.
Phylloceras	4	3	2
Gaudryceras	6	4 (+ 3 ?)	2
Tetragonites	2	2 (+ 3 ?)	1
Pseudophyllites	1	—	1
Hamites[1])	9	11	5
Baculites	2	2	1
Turrilites[2])	1	3	2
Placenticeras	1	1	—
Sphenodiscus	1	—	—
Schloenbachia[3])	2	2	—
Scaphites	5	1	—
Holcodiscus	14	7	—
Brahmites	2	—	—
Pachydiscus[4])	14	12 (+ 4 ?)	9
Desmoceras	3	3 (+ 1 ?)	1
Puzosia	2	3 (+ 4 ?)	—
Hauericeras	2	2	1
„*Crioceras*“	—	1	—
Hoplites	—	—	1

Die Nanaimo-Gruppe der Vancouver-Insel liefert weniger Arten, trotzdem ist die Verbreitung der Genera und die Verhältniszahlen der zu ihnen gehörenden Arten gleich den unsrigen. Von Bedeutung kann das gänzliche Fehlen der *Holcodiscus*-Arten in Vancouver erscheinen, aber es ist nicht so tief eingreifend, wie es zuerst in die Augen fällt, weil in Hokkaido alle sieben Arten dieser Gattung nur durch einige Stücke vertreten sind. Bezeichnend ist das Vorkommen einer Art von *Hoplites* auf der Vancouver-Insel. Sonst finden wir nur die gleichmäßige Abnahme der Ammoniten-Gattungen von Südindien durch Hokkaido nach der Vancouver-Insel. Dasselbe gilt für die Zahl der Arten.

Auf der zweiten Tabelle sind die Namen der Ammoniten-Arten aus den südindischen und vancouverischen Senon-Bildungen

[1]) *Hamites, Ptychoceras, Anisoceras* und *Diplomoceras* einschließend.
[2]) *Turrilites, Heteroceras* und *Helicoceras* einschließend.
[3]) *Meuniericeras, Gauthiericeras* und *Barroisiceras* einschließend.
[4]) *Pachydiscus, Parapachydiscus* und *Pleuropachydiscus* einschließend
[5]) Nach Kossmat.
[6]) Nach Whiteaves.

angeführt. Der Vergleich zwischen den hier angegebenen Arten mit unseren Formen (s. Tabelle am Schluß der Abhandlung) zeigt uns bald, daß merkwürdigerweise identische Formen sehr wenig vorhanden sind. Meistenteils zeigen sich in jeder Gegend verwandte Formen, deren Verhältnis zueinander am besten durch die Arten der vorherrschenden Gattungen *Gaudryceras*, *Hamites* und *Pachydiscus* gekennzeichnet wird.

Tabelle II.

Ammoniten-Arten aus der Ariyalur- und Valudayur-Gruppe Südindiens:	Ammoniten-Arten aus der Oberen Trichinopoli-Gruppe Südindiens:
Phylloceras Nera Forbes	*Gaudryceras Varagurense* Kossm.
„ *decipiens* Kossm.	„ *politissimum* Kossm.
„ *Surya* Fobb.	*Tetragonites epigonus* Kossm.
„ *Forbesianum* d'Orb.	*Heteroceras indicus* Stol.
Gaudryceras subtililineatum Kossm.	*Placenticeras tamulicum* Blanford
„ *Kayei* Forb.	*Schloenbachia Dravidica* Kossm.
„ *Varudayurense* Kossm.	*Scaphites Brahminicus* Stol.
„ *Varuna* Forb.	„ (?) *Andurensis* Stol.
Tetragonites Cala Forb.	„ (?) *idonensis* Stol.
Pseudophyllites indra Forb.	*Holcodiscus Theobaldianus* Stol.
Hamites indicus Forb.	„ *recurrens* Kossm.
„ *subcompressus* Forb.	„ *Bhavani* Stol.
„ *rugatus* Forb.	„ *sparsicostatus* Kossm.
„ *largesulcatus* Forb.	„ *pachystoma* Kossm.
„ *tenuisulcatus* Forb.	„ *Buddhaicus* Kossm.
„ *undulatus* Forb.	*Pachydiscus Jimboi* Kossm.
„ sp.	„ *koluturensis* Stol.
„ *Nereis* Forb.	„ *Cricki* Kossm.
„ *sipho* Forb.	*Desmoceras sugata* Forb.
Baculites teres Forb.	*Puzosia Gaudama* Forb.
„ *vagina* Forb.	„ *indopacifica* Kossm.
Sphenodiscus siva Forb.	
Muenericeras Blanfordiana Stol.	Ammoniten-Arten aus der Nanaimo-Gruppe der Vancouver-Insel:
Scaphites Cunlifei Forb.	
„ *Pavana* Forb.	
Holcodiscus pacificus Stol.	*Phylloceras ramosum* Meek
„ *indicus* Forb.	„ *Forbesianum* d'Orb.
„ *Theobaldianus* Stol.	*Gaudryceras Maclurei* White
„ *Bhavani* Stol.	„ *denmanense* Whiteaves
„ *pondicherryanus* Kossm.	*Tetragonites Timotheanus* Mayer?
„ *Aemilianus* Stol.	*Pseudophyllites indra* Forb.
„ *Kandi* Stol.	*Heteroceras elongatum* Whiteaves
„ *Kalika* Stol.	„ *hornbyense* Whiteaves
„ *Madrasinus* Stol.	*Diplomoceras vancouverense*
„ *Karapadensis* Kossm.	Whiteaves.
Brahmaites Brahma Forb.	*Hamites obstrictus* Jimbo
„ *Vishnu* Forb.	„ *subcompressus* Forb.
Pachydiscus Egertonianus Forb.	„ *Cooperi* Gabb

Ammoniten-Arten aus der Ariyalur- und Valudayur-Gruppe Südindiens:	Ammoniten-Arten aus der Nanaime-Gruppe der Vancouver-Insel:
Pachydiscus Ganesa FORB.	*Baculites chicoensis* TRACK.
„ *Gollevillensis* D'ORB.	*Hoplites vancouverensis* MEEK
„ sp. aff. *Gollevillensis* D'ORB.	*Pachydiscus Otacodensis* STOL.
„ *Crishna* FORB.	„ *Neevesi* WHITEAVES
„ *Otacodensis* STOL.	„ *suciensis* MEEK
„ *Grossouvrei* KOSSM.	„ *Haradai* JIMBO[1])
„ *Tweenianus* STOL.	„ *perplicatus* WHITEAVES
„ *Deccanensis* STOL.	„ *binodotus* WHITEAVES
„ *ariyalurensis* STOL.	„ *Newberryanus* MEEK
„ *Menu* FORBES	„ *multisulcatus* WHIT.
Desmoberas diphylloides FORB.	*Desmoceras Selwynianum* WHITEAVES
„ *phyllimorphum* KOSSM.	*Pleuropachydiscus Hoffmanni* GABB var.
„ *sugata* FORB.	*Hauericeras Gardeni* BAILY
Hauericeras Rembda FORB.	
„ *Gardeni* BAILY	

Die Chico-Fauna von Californien und den angrenzenden Staaten kommt zunächst für uns in Betracht; dieselbe ist neuerdings von F. M. ANDERSON sehr eingehend untersucht worden und scheint uns etwas älter zu sein als die Fauna unserer *Pachydiscus*-Schichten. Größere Ähnlichkeit mit der Chico-Fauna zeigt die der *Scaphites*-Schichten.

Die folgende approximative Tabelle (III) kann zur Verdeutlichung der obenerwähnten Beziehungen der japanischen Kreideformationen zu denen der südindischen, nordamerikanischen und europäischen Ablagerungen dienen. Aber bei dem Vergleich beschränke ich mich auf die allgemeinste Angabe, da eine genauere Parallelisierung erst nach der vollständigen Bearbeitung der Ammoniten-Überreste möglich ist.

Zum Schluß möchte ich noch einen Schritt weiter gehen und auf ein sehr bemerkenswertes Verhältnis hinweisen, welches man vielleicht mit Recht von meinem vorhergegebenen Resultat über die Kreideablagerungen von Hokkaido und von den schon längst bekannten Tatsachen von Südindien und der Westküste von Nordamerika herleiten kann.

BLANFORD hat sehr klar das Auftreten von bedeutender Diskordanz zwischen Ablagerungen der obersten Utatur-Gruppe und der untersten Trichinopoli-Gruppe geschildert, welche ohne Zweifel eine Folge der gewaltigen Denudation dieser Zeit ist.

---

[1]) Die von Dr. WHITEAVES unter diesem Namen beschriebene Form ist eine sehr nahestehende, aber nicht vollständig übereinstimmende Art. Er hätte ganz recht, wenn die von JIMBO gegebenen Abbildungen von *Pachydiscus Haradai* genau wären.

Tabelle III.

	Hokkaido	Andere Gegenden in Japan[1])	Südindien	Vancouver-Insel.	Königin Charlotte-Inseln	Californien
Obere Ammoniten-Schichten	*Pachydiscus*-Sch. Obere	Sachalin?	Valudayur- und Ariyalur-Gruppe	Nanaimo-Schichten		?
	Pachydiscus-Sch. Untere	Amakusa Sachalin	Obere Trichinopoli-Gruppe			(Chico z. T. ?)
	Scaphites-Sch.	?	Untere Trichonopoli-Gruppe			Chico[2])
	Mammites-Sch.				Konglomerate	Konglomerate
Trigonia-Sandstein	*Pectunculus*-Sandstein *Thetis*-Sandstein, *Trigonia longiloba*-Sandstein	Izumi-Sandstein von Shikoku usw. (z. T.), Sanchukreide mit *Trig. pocciliformis*, Miyako usw.	Utatur-Gruppe: Obere, Mittlere, Untere		„C". Zum Teil?	
Untere Ammoniten-Schichten	*Lytoceras yezoense*-Sch. (Orbitolinen-Kalk)	?				Knoxville-Schichten

[1]) Vide Anhang.

[2]) Es scheint mir, daß die Chico-Gruppe Californiens etwas höher von F. M. ANDERSON gestellt ist; ich habe keine Beweise dafür, daß sie zum Teil mit den *Pachydiscus*-Schichten und Ariyalur-Gruppe gleichaltrig ist.

Auf der anderen Seite kennen wir auch das Vorkommen von Konglomeraten von bedeutender Mächtigkeit, überlagernd den C-Horizont der Kreideablagerungen der Königin Charlotte-Inseln und der obersten Horsetown-Schichten Californiens. Nun ist die nächste Frage, ob etwas Ähnliches in unseren Ablagerungen von Hokkaido bemerkbar ist. Ich habe schon oben erwähnt, erstens, daß wir hier auch eine mächtige Schichtenfolge von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen zwischen zwei ammonitenführenden vorwiegend von Tonschiefer gebildeten Komplexen haben, und zweitens, daß die sogenannten *Trigonia*-Sandsteine im großen und ganzen beinahe gleichaltrig mit den Konglomeraten der Königin Charlotte-Inseln und Californiens sind. Ist dieses nur eine zufällige Übereinstimmung? Nein, am wahrscheinlichsten ist die Annahme, daß damals wenigstens die Küstenzone des Nordpacifics aus der Wasserfläche weiter hinauf gehoben ist, und damit die Einwanderung der Küstenbewohner von Nordamerika nach der asiatischen Seite hin mit verhältnismäßig größerer Leichtigkeit möglich gewesen ist als zu den vorhergehenden und nachfolgenden Zeitabschnitten.

Durch diese Annahme ist die faunistische Verwandtschaft zwischen den *Trigonia*-Sandsteinen und *Scaphites*-Schichten einerseits und den entsprechenden Schichten Nordamerikas andererseits leicht verständlich. Es ist dabei nicht unmöglich zu denken, daß solche Formen wie *Scaphites* getrennt in beiden entfernten Regionen hervorgebracht werden und dieselbe Gestalt annehmen. Aber das ist in diesem Fall nicht wahrscheinlich.

Anhang.

Obere Kreide von anderen Gegenden Japans.

Die Verbreitung der Kreidesedimente in Japan ist keineswegs auf Hokkaido und Sachalin beschränkt; aber sie treten stellenweise in verschiedenen Gegenden längs der ganzen Inselgruppe von Nordost nach Südwest auf, und Yokoyama hat seit 1890 einige Fossilien derselben beschrieben. Mit Ausnahme einer einzigen Gegend enthalten die Ablagerungen in diesen Gegenden niemals so viele Fossilarten wie in Hokkaido und Sachalin, und zwar gehören sie meistenteils zu der sogenannten *Trigonia*- oder Izumisandstein-Gruppe — ein hauptsächlich aus eigenartigen Sandsteinen bestehender Komplex von bedeutender Mächtigkeit, oft mit nicht unbedeutenden Einlagerungen von Tonschiefer und Konglomerat-Lagen.

In der *Trigonia*- oder Izumisandstein-Gruppe finden sich oft in großer Menge und dicht übereinander gedrängt die Abdrücke von *Trigonia pocilliformis* Yok., die an *T. aliformis* Park. erinnern. Außerdem erscheint auch eine Anzahl von kleineren glatten Schalen, die Yokoyama als *Trigonia Kikuchiana* und *T. rotunda* bezeichnet. In seltenen Fällen endlich kommt *Alectryonia carinata* Lam. in seiner Gesellschaft vor.

Der petrographischen Beschaffenheit und den einschließenden Fossilien nach kann man mit voller Sicherheit annehmen, daß zum mindesten ein Teil der *Trigonia*- oder Izumisandstein-Gruppe den *Trigonia*-Sandsteinen von Hokkaido entsprechen dürfte. Aber ob der ganze Komplex denselben Zeitabschnitt repräsentiert oder nicht, ist vorläufig nicht bestimmbar, da die Verbreitung der Fossilien in dem Komplex mir heute leider unbekannt ist. Das Auftreten von Teilen in dem Komplex, welche den unteren oder sogar den oberen Ammoniten-Schichten von Hokkaido entsprechen dürften, ist nicht unwahrscheinlich.

Von Cephalopoden sind sehr wenige bekannt; und die Überreste sind gewöhnlich sehr mangelhaft erhalten. Yokoyama erwähnt das Auftreten von *Phylloceras*, ähnlich dem *Ph. Velledae* Mich., und *Anisoceras* sp., ähnlich dem *A. indicum* Forbes, aus Kagahara, Prov. Kozuke, und hat auch an anderer Stelle ein *Helicoceras*-Fragment von Koumi, Prov. Sanuki, beschrieben. Auch habe ich einmal ein unbestimmbares Exemplar von *Puzosia* aus Ohinata, Prov. Shinano, gesehen und zwei kleinere *Acanthoceras* oder *Parahoplites* ähnliche Ammoniten aus Hidejima bei Miyako, Prov. Rikuchu, gesammelt. Außerdem fand ich zwei Ammoniten-Arten aus der Prov. Awaji, welche ich unter dem Namen *Anisoceras awajiense* Yabe und *Pravitoceras sigmoidale* Yabe beschrieben habe. Von diesen beiden ist *Pravitoceras sigmoidale* eine sehr interessante Art, deren letzter Umgang sich von den vorhergehenden ablöst und in entgegengesetzter Richtung gekrümmt ist.

Wie wir oben gesehen haben, hat die obere Kreideformation, welche auf unseren drei großen Inseln, Honshu, Shikoku und Kiushu, ziemlich verbreitet ist, eine Facies ganz verschieden von den Ammoniten-Schichten Hokkaidos, aber ähnlich den *Trigonia*-Sandsteinen derselben Gegend. Im Gegensatz hierzu tritt auf einer kleinen Insel, Amakusa genannt, an der Westküste von Kiushu, eine Schichtenfolge von Tonschiefer und Sandstein auf, welche einige Ammonitenarten vom Hokkaido-Typus in gut erhaltenen Überresten enthält. Es sind:

Gaudryceras tenuiliratum Yabe
Peroniceras amakusense Yabe
Pachydiscus cfr. *Haradai* Jimbo.

Beim Vergleich mit der Hokkaido-Fauna deuten die erste und dritte Art auf die *Pachydiscus*-Schichten hin. Die zweite Art, welche noch nicht in Hokkaido gefunden ist, ist eine nahe Verwandte vom europäischen *P. Czernigi* Redtenbacher, und daher zeigt sie auch ein Senongepräge.

Nicht nur diese Ammoniten, sondern auch eine charakteristische Art von *Inoceramus* ist Amakusa und Hokkaido gemeinsam. Nämlich eine Form von *Inoceramus* (*Inoceramus Schmidti* Michael var.?) mit starken, strahlenden Rippen. Die Spezies weist auf dasselbe Verhältnis beider Schichten hin.

Also konnte es mit Recht behauptet werden, daß die Kreideschichten von Amakusa, wenigstens die Teile mit den oben genannten Fossilien und die *Pachydiscus*-Schichten Hokkaidos, als gleichzeitige und auch gleichartige Bildungen aufzufassen sind.

Nun sehen wir noch andere Absätze, vermutlich vom Alter der oberen Kreide, im Gebiet der Außenseite des südlichen japanischen Bogens, nämlich im Kii, Shikoku und Kiushu, weit verbreitet. Am Aufbau des hier entwickelten Komplexes beteiligen sich vorherrschend Schiefertone und Sandsteine mit Einlagerungen von Hornstein. Der Komplex ist meistenteils fossilfrei, und zu welchen Kreideabteilungen er gehört, konnte noch nicht ermittelt werden. Nur auf einer einzigen Stelle im südlichen Tosa ist ein *Inoceramus* der Senonart, *I. cripsi* Mant., im Tonschiefer gefunden; aber in welcher Beziehung dieser zu den anderen Teilen des Komplexes steht, ist noch unbekannt.

II. Teil.

Obere Kreide von Sachalin.

Seit 1905 wurde Sachalin öfters von unseren Geologen besucht zur Erforschung nützlicher Gesteine, und daher hat sich unsere Kenntnis über die Kreideformation gegen früher neuerdings etwas mehr erweitert. Es ist aber bedauerlich, daß die amtlichen Berichte über diese Forschungen sämtlich in japanischer Sprache niedergelegt und daher für ausländische Fachgenossen von keinem Nutzen sind. Vor kurzem bemühte sich Jimbo, die von dem südlichen, d. h. japanischen Sachalin schon bekannten geologischen Tatsachen mit seinen eigenen

Beobachtungen zusammenzufassen; er legte dieselben auf englisch in vorläufigen Mitteilungen in einer Zeitschrift[1]) nieder, aber er hat sich so kurz gefaßt, daß wir nur wenig Neues darin finden können. Betreffs der Kreideformation enthält die Arbeit folgendes:

„The Mesozoic rocks, whose total area is next to that of the Tertiaries, show their principal development in a broad zone on the west side of the Median Depression. The oldest known and the best explored locality of the Cretaceous fossils is that of Cape de la Jonquière near Alexandrofsk. The very rich locality on the lower course of the Naibuchi river, called „Petrefaktenschlucht“ by Lopatin, who lost all his collections from there on his boat turning upside down, was studied particularly for the coal-seams found there in the Tertiary. There are several other places in Sakhalin, where more or fewer specimens of Cretaceous fossils have been already found: as for instance at the Gilyak hamlet of Pileve and at Wencheshi, both on the west coast, on the rivers Khoi, Shiruturu, and Makunkotan, besides at Ware and Otasan on the coast of Patiente Bay, Takinosawa on the Pass from Vladimirotka to Mauka across the Western Range, and Motsnai, Tomarionnai, etc., on the west coast of Aniwa Bay. Besides Schmidt states the occurrence at Manue on the coast of Patience Bay, also at Cape Patience, at Cape Bellingshausen, and near Rymnik. However, I only found finely broken shells of *Inoceramus* in colossal amount, enclosed in a black shale, at about 8 km to the north of Narumi on the east coast. The Mesozoic region near Toni, observed by Katayama, affords no fossil.“

„The cretaceous rocks, which very often show a meridional strike, and carry tufaceous admixture as the Tertiary sediments do, are sandstones (in part glauconitic, as on the river Naibuchi and on the west of Takinosawa), besides shales (gray or dark in colour, and sometimes hard as on the Khandasa river, and usually carrying marly nodules, which may grow together in layers), and conglomerates. The Cretaceous conglomerates must not be confounded with those on the boundary of the coal-bearing Tertiary and the Cretaceous as observed at Pileve and on the Khandasa river. A peculiar light gray marly, on the lower course of the Naibuchi and on the Khandasa too, is without any fossil. Well preserved fossils

---

[1]) K. Jimbo: Preliminary Notes on the Geology of Japanese Sakhalin. Transactions Sapporo Nat. Hist. Soc., Vol. II., pts. 1—2, 1908.

are to be sought for in marly nodules in the shales, but less common in the shale itself or in sandstone. It is usually very difficult to draw a line of boundary between the Cretaceous and Tertiaries, which are always found side by side, and whose petrographical characters are in most cases perfectly identical. Only an peculiar white-spotted appearance after weathering of a gray sandstone in the Cretaceous, as on the Khandasa and Pileve rivers, is to be noted."

„The principal fossils are *Nucula, Cucullaea, Inoceramus, Phylloceras, Puzosia, Pachydiscus, Gaudryceras, Hamites, Trochocyathus, Cidaris, Ananchytinarum,* etc."

„The horizon represented in the Cretaceous of Sakhalin will correspond to the uppermost part of the same formation in Hokkaido. A regular meridional strike is often observed on the river Khandasa (where no fossils were collected), on the Naibuchi river, and other places."

Jimbo war zweimal in Sachalin tätig, und zwar einmal unter Mitwirkung zweier Studenten des Geologischen Instituts der Universität Tokyo. Er hat ein ziemlich reiches Material gesammelt; hoffentlich werden wir recht bald noch nähere Ergebnisse über seine Untersuchungen hören, und daher möchte ich an dieser Stelle nur die nahe Beziehung zwischen der Sachalin- und Hokkaido-Kreidefauna begründen.

Die Kreidebildungen erreichen in Sachalin eine größere Ausdehnung als in Hokkaido. Sie verbreiten sich von Chishiya bei dem südlichsten Kap Notoro nach Norden längs der Insel bis zur japanisch-russischen Grenzlinie (50° N); sie gehen gewiß noch über dieselbe hinaus, aber hier sind wir nicht imstande, sie weiter zu verfolgen. Außerdem gibt es einige mehr oder weniger begrenzte Kreidegebiete vereinzelt an der Ost- und Westseite dieses meridionalen Zuges.

Die Kreidebildungen sind wie in Hokkaido von Schiefertonen, Sandsteinen und Konglomeraten gebildet; die Schiefer tone enthalten auch Mergelknollen und Mergellager mit oft vortrefflich erhaltenen Versteinerungen. Die Gesteinsstückchen mit Versteinerungen, welche von den Herren Kawasaki und Katayama dort gesammelt und mir zur Untersuchung gesandt wurden, sind ohne Ausnahme denjenigen von Hokkaido gleich. Vielleicht ist der grüne, glaukonitische kalkige Sandstein von Kap Jonquière[1]) und anderen Orten, welcher in Hokkaido nur stellenweise bemerkbar ist, in Sachalin noch weiter verbreitet

[1]) Eine ausführliche Bemerkung über den Charakter dieses Gesteins hat R. Michael bereits in seiner Schrift gegeben.

als in Hokkaido. Sonst finden wir im ganzen keinen wesentlichen Unterschied über den Charakter der Absätze zwischen Hokkaido und Sachalin. Ganz dasselbe gilt auch für die eingeschlossene Fauna, wie unten weiter ausgeführt wird.

Wenden wir uns nun zu der vielmals zitierten Schrift des Altmeisters wissenschaftlicher Untersuchungen in Sachalin, Fr. Schmidt, in der die folgenden Ammoniten-Arten beschrieben sind:

Phylloceras Velledae Mich.
Gaudryceras Sacya Forbes
Tetragonites Timotheanus May.
Ptychoceras gaultinum Pictet
Pachydiscus peramplus Mant.
Puzosia planulata Sow.

Unter diesen Formen ist *Ptychoceras gaultinum* zu Rukusunai und *Puzosia planulata* am Kap Rymnik gesammelt, während alle anderen Formen in einer und derselben Schicht der berühmten Fundstelle bei Kap Jonquière mit *Inoceramus digitatus* (Schmidt) und *Helicion gigantea* (Schmidt) zusammen gefunden sind.

Seit jener Zeit, in der Schmidt seine Schrift herausgab, ist eine Reihe von Arbeiten erschienen, welche unsere Kenntnisse der hier genannten Formen etwas erweitert haben, so daß wir uns heutigen Tages ein ganz anderes Urteil über die Artbestimmung dieser Formen bilden können.

Die Kreidefauna von Kap Jonquière[1]) fand nach Schmidts

---

[1]) Ich konnte von Herrrn Kawasaki einige Mitteilungen über die Schichtenfolge dieser Fundstelle erhalten, die ganz genau mit der Beschreibung übereinstimmen, welche Schmidt in seiner Schrift gegeben hat, nämlich:

Kawasaki.		Schmidt.
Basaltisches Gestein	=	1. Trapp
a) Kohlenhaltiger Tonschiefer (18 engl. Fuß) b) Roter Sandstein . . . . (3 - -) c) Kohlenhaltiger Tonschiefer (18 - -) d) Tonschiefer . . . . . . (9 - -) e) Sandstein . . . . (3 - -) f) Konglomerat (sehr mächtig) g) Sandstein (sehr mächtig)		2. Konglomerat und petrefaktenleerer Sandstein
h) Sandiger Tonschiefer mit Ammoniten, *Inoceramus* usw. . . .	=	3. Aschgrauer Kalkmergel der Kreideformation (30 engl. Fuß)
i) Grauer Sandstein ohne Versteinerungen (sehr mächtig) . .	=	4. Petrefaktenleerer Sandstein.
j) Wechsellagerung von Tonschiefer und Sandstein	=	5. Toniger Sandstein, Schieferton mit Kohle.

Auffassung ihren Anschluß an das Alter der europäischen Mittelkreide und also auch an dasjenige der südindischen Utatur-Gruppe, obwohl einige Arten, besonders die von Bivalven, auf ein etwas jüngeres Alter hindeuten. Diese Ansicht wurde ganz oder wenigstens zum Teil von andern Autoritäten angenommen, und so finden wir in den meisten Lehrbüchern das Auftreten der Cenoman-Art *G. Sacya* in Sachalin ebenso wie in Hokkaido erwähnt.

Viel später, 1898, hat R. MICHAEL eine andere Ansicht vertreten, indem er auf Grund seiner Untersuchung über die massenhaft vorkommende Bivalve *Inoceramus Schmidti* (= *Inoceramus digitatus* SCHMIDT, non SOWERBY) das Untersenon-Alter der Kap Jonquière-Schicht bestimmte — eine Ansicht, welche hier von mir aus anderen Gründen geteilt wird.

Für die richtige Beurteilung der Ammoniten dieser Kreidefauna ist, zum Teil nach den mir vorliegenden Exemplaren, zum Teil nach den Beschreibungen und Abbildungen SCHMIDTS, folgendes zu erwähnen:

Phylloceras Velledae MICH.: SCHMIDT: a. a. O., S. 10, Taf. I., Fig. 3, 4. KOSSMAT, STEINMANN, YOKOYAMA und andere halten die Bestimmung SCHMIDTS für richtig; aber ich habe schon auf einer vorhergehenden Seite erwähnt, daß betreffs der *Phylloceras Velledae*- ähnlichen Ammoniten-Arten, welche in den oberen Kreideschichten in der Indo-pacific-Kreideregion gefunden werden, eine genaue Revisionsarbeit erforderlich ist, um zu bestimmen, ob wir hier genau dieselbe Art wie den europäischen *Phylloceras Velledae* haben. Vorläufig läßt sich durch das Auftreten dieser Ammoniten-Art der Nachweis des Cenoman-Alters der Kap Jonquière-Schicht noch nicht feststellen. Leider habe ich selbst kein Exemplar dieser Art vom Kap Jonquière gesehen, aber ich kann mit Sicherheit hervorheben, daß eine der Form von Hokkaido gleiche Art, welche von mir provisorisch *Phylloceras ramosum* MEEK genannt ist, in JIMBOS[1]) Sammlung der Sachalin-Versteinerungen vertreten ist.

Gaudryceras Sacya FORBES var. *sachalinensis* SCHMIDT: SCHMIDT: a. a. O., S. 5, Taf. II, Fig. 1—6. YOKOYAMA vereinigt diese Varietät mit dem Typus, während KOSSMAT ihm zum

---

Das basaltische Gestein und die Schichten a—h liegen konkordant übereinander, aber zwischen diesen und der Schicht i und zwischen dieser und der Schicht j finden sich zwei Stellen von Pflanzenwuchs und Schutt bedeckt, so daß es unentschieden bleiben muß, wie diese beiden Schichten zu den andern stehen.

[1]) Er war so liebenswürdig, mir einmal zu zeigen, was er in Sachalin gesammelt hatte.

Teil zustimmt, aber einige Formen (Fig. 1, 2, 6) für *G. multiplexum* hält. Es ist mir unmöglich, ohne Kenntnisse der Oberflächenskulptur der ausgewachsenen Exemplare eine *Gaudryceras*-Art von der anderen zu unterscheiden.

JIMBO hat schon ein Exemplar der Ammoniten von Kap Jonquière, welche SCHMIDT mit FORBES' Spezies zu vereinigen geneigt ist, im Museum für Naturkunde in Berlin untersucht und eine nahe Beziehung dieses Exemplars zu seiner *G. denseplicatum* gefunden.

Herr Prof. Dr. O. JAEKEL war auf meinen Wunsch so liebenswürdig, einen Gipsabguß dieses Sachalin-Ammoniten unserem Geologischen Institut in Tokyo zu schicken[1]). Nachher habe ich mehrere Stücke derselben Art von verschiedener Größe in der Sammlung KAWASAKIS vertreten gefunden, und ich kann mit Sicherheit daraus schließen, daß sie zu der Hokkaido-Art *G. striatum* JIMBO gehören.

JIMBO unterscheidet drei *Gaudryceras*-Arten aus der Hokkaido-Kreide, welche einander sehr ähnlich sind, unter den Namen *Gaudryceras crassicostatum*, *G. denseplicatum* und *G. striatum*.

In meiner Schrift habe ich diese drei Arten zusammen unter die Gruppe des *G. crassicostatum* gestellt, aber damals war ich im Zweifel, 1. ob *G. striatum* unter diese Gruppe zu stellen ist und fern von der Gruppe des *G. tenuiliratum* YABE und 2. ob *G. striatum* und *G. denseplicatum* zwei selbständige Arten oder eine und dieselbe Art in verschiedenen Stufen des Wachstums darstellten. Jetzt haben diese neuen Sachalin-Exemplare meine Vermutung über das Verhältnis dieser drei Arten bestätigt. Die Schwierigkeit der Bestimmung beruht auf der Tatsache, daß bis jetzt kein ausgewachsenes Exemplar von *G. striatum* JIMBO aus Hokkaido bekannt ist; daher habe ich das Berliner Exemplar in Fig. 1 und 2 abgebildet. Die am meisten auffallenden Charaktere wurden schon von JIMBO geschildert[2]). Weiter möchte ich hinzufügen, daß ich

---

[1]) Das Exemplar selbst hat mir Herr Dr. JANENSCH in Berlin freundlichst gezeigt.

[2]) „Es ist ein teilweise verdrücktes Exemplar mit erkennbarer Lobenlinie und feiner Skulptur. Der Durchmesser beträgt ca. 210 mm. Die Nabelweite 55, die Höhe der komprimierten letzten Windung an der Mündung 130 mm. Schale scheibenförmig mit schnell anwachsenden Umgängen. Die Oberfläche ist auf der letzten Windung mit ungefähr 40 breiten Rippen verziert, sie und ihre Zwischenräume sind mit sehr feinen Haarstreifen bedeckt. Die Rippen sind an dem Nabel nach vorn gebogen, dann leicht rückwärts und wieder vorwärts und schließlich gegen die Außenseite beinahe gerade gestreckt." (JIMBO: Beitr. zur Kenntnis der Fauna Kreideformation Hokkaido, S. 183).

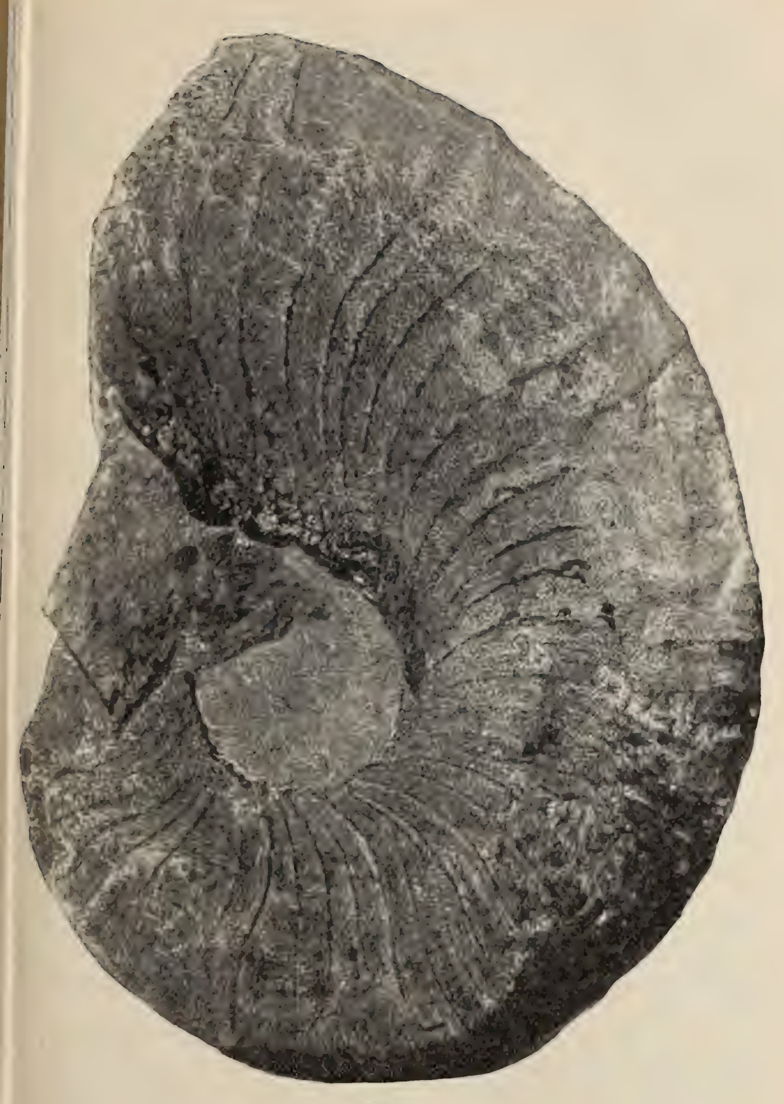


Fig. 1.

Gaudryceras striatum JIMBO. ²/₃ d. n. Gr.

Kap Jonquière, Sachalin.

Das Original befindet sich in dem Museum für Naturkunde zu Berlin.

kein einziges Bruchstück des echten *G. Sacya* FORBES aus Sachalin gesehen habe. Betreffs des Auftretens des *G. tenuiliratum* in der Kap Jonquière-Schicht kann ich mir jetzt kein bestimmtes Urteil erlauben, weil die jungen Individuen von *G. tenuiliratum* und *G. striatum* einander ziemlich ähnlich sind, und weil *G. tenuiliratum* in anderen Orten von Sachalin ebenso massenhaft wie in Hokkaido gefunden wird.

Tetragonites Timotheanus MAYOR: SCHMIDT: a. a. O., S. 14, Taf. II, Fig. 7—11. WHITEAVES und KOSSMAT sind mit SCHMIDT über die Bestimmung dieser Art einig. Aber sie scheint mir noch zweifelhaft, weil SCHMIDTS Abbildung eine Form mit

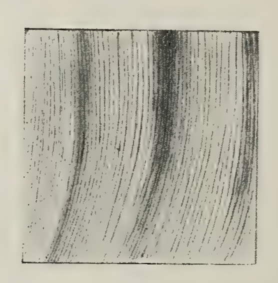


Fig. 2.

Gaudryceras striatum JIMBO.

Kap Jonquière, Sachalin. Vergrößert.

Das Original befindet sich in dem geologischen Institute zu Tokyo.

etwas weiterem Umbilicus und niedrigeren Umgängen als die typischen europäischen Exemplare der oben genannten Art zeigt. Ein mir vorliegendes Exemplar von *Tetragonites* ist zu mangelhaft erhalten, um diese Frage zu entscheiden.

Ptychoceras aff. *gaultinum* PICTET: SCHMIDT: a. a. O., S. 16, Taf. II, Fig. 12—16. Sie hat zwei Reihen von Knoten auf jeder Rippe. YOKOYAMA, KOSSMAT, BOULE und andere haben schon anerkannt, daß keine Verwandtschaft zwischen der Sachalin-Form und der typischen *P. gaultinum* besteht.

Puzosia planulata SOW.: SCHMIDT: a. a. O., S. 13, Taf. I, Fig. 5—7. Die Erhaltung dieses von SCHMIDT abgebildeten Exemplars ist augenscheinlich zu ungünstig für die genaue Bestimmung der Art. Wie schon von KOSSMAT hervorgehoben wurde, scheint ihre Zugehörigkeit zu *P. planulata* nicht berechtigt zu sein. Der Vergleich dieser Abbildung mit verschiedenen *Puzosia*-Arten aus den *Scaphites*- und *Pachydiscus*-Schichten ist auch unmöglich.

In der Sammlung KAWASAKIS der Kap Jonquière-Versteinerungen finden sich zwei Bruchstücke von *Puzosia.* Diese Exemplare sind auch ziemlich mangelhaft, trotzdem zeigen sie einige Verwandtschaft mit einer neuen Art *P. japonica* YABE aus dem unteren Teil der *Pachydiscus*-Schichten Hokkaidos.



Fig. 3.
Puzosia sp. indet. $^1/_1$ d. n. Gr.
Kap Jonquière, Sachalin.
Das Original ist im Besitz der Königl. Preußischen geologischen Landesanstalt.

Näher verwandt, und zwar wahrscheinlich identisch mit *P. japonica* ist ein anderes, in der Sammlung KLEYES befindliches Exemplar, welches in Fig. 3 abgebildet ist. Es hat 9,0 cm Durchmesser, 2,5 cm Nabelweite, 4,0 cm Mündungshöhe und etwa 1,8 cm Dicke. Die Schale ist an den Flanken ziemlich stark abgeplattet, welche zur Naht senkrecht abfallen; die Externseite ist gewölbt. Die Einschnürungen sind einfach nach vorn gebogen und auf dem Steinkern ziemlich

stark ausgeprägt. Die welligen Rippen, welche dem Verlauf der Einschnürungen folgen, sind am stärksten auf der Außenseite ausgebildet; sie sind ungleich in der Länge.

Pachydiscus peramplus MANT.: SCHMIDT: a. a. O., S. 11, Taf. I, Fig. 8—11, KOSSMATS Angabe über die Ähnlichkeit dieser Form zu seiner *P. Jimboi* aus der Trichinopoli-Gruppe ist bemerkenswert, weil *P. Jimboi* der *P. Yokoyamai* JIMBO von Hokkaido nahesteht.

Um es kurz zusammenzufassen, ist keine Ammoniten-Art in der Kap Jonquière-Schicht vorhanden, die zweifellos das cenomane oder turone Alter dieser Schicht bewiese, im Gegenteil ist das Vorkommen der *Gaudryceras striatum, Puzosia* cfr. *japonica* und *Pachydiscus* cfr. *Jimboi,* von *Inoceramus Schmidti* begleitet, in einer und derselben Schicht sehr beachtenswert.

Es ist wahrscheinlich, wenn nicht sicher, daß die Kap Jonquière-Schicht den *Pachydiscus*-Schichten Hokkaidos oder einem Teil derselben entspricht, und damit kann ich also die Richtigkeit des MICHAELschen Resultates beweisen.

Ob und inwiefern die verschiedenen versteinerungenführenden Kreideablagerungen Hokkaidos auch in Sachalin verfolgt werden können, ist mir heute leider unbekannt. Es ist schon von JIMBO erwähnt, daß die Kreideformation von Sachalin nur die oberen Teile der Hokkaido-Kreide repräsentiert, und tatsächlich habe ich bis jetzt kein Exemplar von Sachalin-Ammoniten gesehen, welches die unteren Ammoniten-Schichten oder die *Trigonia*-Sandsteine kennzeichnet. Nach FR. SCHMIDTS Angabe werden *Tetragonites Timotheanus, Ptychoceras gaultinum* bei Rukusnai mit *Inoceramus digitatus* (= *I. Schmidti*) und *Pachydiscus peramplus* bei Manue mit *Helicion giganteus* zusammen gefunden, diese beiden Fundstellen sollen deshalb vielleicht auch zum unteren Senon gehören. Ferner hat derselbe Autor von Kap Rymnik das Vorkommen von *Puzosia planulata* erwähnt, aber man kann über das Alter nichts Näheres bestimmen.

Die Sammlung KAWASAKIS enthält auch noch einige Ammoniten-Überreste von anderen Fundstellen, namentlich:

1. Warei.
   - *Phylloceras* cfr. *ramosum* MEEK
   - *Gaudryceras tenuiliratum* YABE
   - *Hamites* cfr. *obstrictus* JIMBO
   - *Hamites* cfr. *cylindraceus* DEFR.
2. Naibuchi.
   - *Puzosia* sp. nov.
   - *Gaudryceras tenuiliratum* YABE
   - *Tetragonites sphaeronotus* JIMBO.

3. Zwischen Tuikushi und Bedsunazumiya.
Pachydiscus sp. nov.
4. Fundort unbekannt.
Pachydiscus Haradai Jimbo.

Nur in der zweiten Fundstelle fand ich eine noch nicht beschriebene Art von *Puzosia*, welche mit einer von den *Scaphites*-Schichten Hokkaidos vollständig übereinstimmt. Auf Grund dieser Art läßt sich in derselben Gegend das Vorhandensein von *Scaphites*-Schichten vermuten. Dagegen geht aus den anderen Fundstellen hervor, daß die oben angeführten Arten im allgemeinen den Charakter der *Pachydiscus*-Schichten tragen. Insbesondere ist das Vorkommen *Pachydiscus* sp. nov. und *Pachydiscus Haradai* Jimbo bemerkenswert, da dieselben bis dahin nur von Hokkaido bekannt waren.

Michael hat schon angegeben, daß in der Sammlung Kleyes eine *Pachydiscus*-Art vorhanden ist, welche er dem *P. Denisonianus* Stoliczka nahestellt. Auf meine Bitte war Herr Prof. J. Boehm von der Kgl. preuß. geologischen Landesanstalt in Berlin so freundlich, zwei große Ammoniten derselben Sammlung mir zur Verfügung zu stellen. Diese beiden Exemplare, welche man wohl mit Recht zu einer und derselben Spezies rechnen kann, zeigen nähere Beziehung zu *Pachydiscus Haradai* Jimbo als zu *P. Denisonianus*[1]).

Ich möchte hier hinzufügen, daß wir auch schon in den *Pachydiscus*-Schichten von Hokkaido eine mit den Sachalin-Exemplaren übereinstimmende Form gesehen haben, welche ich vorläufig für eine neue Art halte. Das Gehäuse dieser Art ist dick, scheibenförmig, die Mündung halbmondförmig, der Nabel ziemlich breit und nicht zu tief, die Oberfläche mit vielen, vorwärts gebogenen, länger und kürzer alternierenden Rippen bedeckt. Jede längere Rippe ist zu einem Knoten am Nabelrand ausgebildet und jede kürzere Rippe auf den beiden Flanken der Umgänge abgeschwächt, aber auf der äußeren Seite fast ebenso dick wie die längere Rippe. Die Hauptmerkmale dieser Art stimmen im allgemeinen mit denen von *P. Haradai* überein, doch die erstere zeichnet sich augenscheinlich durch ihre dickeren Gehäuse, höhere Mündung und also schmälere Nabel von *P. Haradai* aus, wodurch sie auch

[1]) Bekanntlich faßt Stoliczka unter der Benennung *Amm. Denisonianus* drei verschiedene Formen zusammen, welche von Kossmat als *Holcodiscus sparsicostatus*, *Pachydiscus Jimboi* und *Puzosia Denisoniana* bezeichnet werden, und die mir vorliegenden Sachalin-Exemplare von *Pachydiscus* sind nicht *P. Jimboi* entsprechend.

dem *P. Naumanni* Yokoyama verwandt erscheint. Außerdem stehen die Rippen der neuen Art gedrängter zusammen als bei den oben genannten zwei verwandten Arten, und zwar kommen



Fig. 4.

Pachydiscus aff. Haradai Jimbo. $^1/_2$ d. n. Gr.

Das Original ist im Besitz der Königl. Preußischen geologischen Landesanstalt.

die längeren und die kürzeren Rippen ungefähr in der gleichen Anzahl vor.

Die beiden Sachalin-Exemplare haben folgende Dimensionen:

Maße

	A		B	
Durchmesser	29,0 cm	1,00	20,0 cm	1,00
Nabelweite	9,0 -	0,31	5,5 -	0,27
Höhe des letzten Umganges . .	12,0 -	0,41	8,5 -	0,42
Dicke - - - . .	13,0 -	0,44	10,0 -	0,50

Das größere Exemplar (A) hat demnach schmälere und das kleinere (B, Fig. 4) breitere Umgänge, und außerdem hat das erstere weniger Rippen als das letztere Exemplar. Diese Verschiedenheit erscheint im Alter bei den meisten Ammoniten.

Es ist möglich, daß diese Art eine Abart von *P. Haradai* ist, oder auch, daß diese beiden Arten und *P. Naumanni* drei Varietäten von einer und derselben Spezies sind; aber vorläufig ist es noch unbestimmt. Auf jeden Fall habe ich in der mir vorliegenden Art einen *Pachydiscus*, welcher das Senon und höchstwahrscheinlich das obere Senon-Alter kennzeichnet, also von einer Schicht herzustammen scheint, welche etwas jünger als die Kap Jonquière-Schicht ist.

So weit reichen meine heutigen Kenntnisse über die Sachalin-Ammoniten. Wie lückenhaft dieselben auch sind, so genügen sie meiner Ansicht nach, um zu konstatieren, daß das Verhältnis zwischen der Kreidefauna von Sachalin und Hokkaido viel näher ist, als man zuerst annahm [cfr. Steinmanns[1]) und Jimbos[2]) Ansicht].

Schlußfolgerungen.

1. Über das Vorkommen von Kreideablagerungen verschiedenen Alters in Hokkaido kann jetzt ein Zweifel nicht mehr bestehen.

2. Die Kreideablagerungen von Hokkaido bieten eine ziemlich vollkommene Analogie in der Aufeinanderfolge ihrer Faunen mit den entsprechenden südindischen, nordamerikanischen und europäischen Bildungen.

3. Die Kreidebildungen von Hokkaido (wenigstens im obersten Teil) und Sachalin zeigen keinen wesentlichen Unterschied in ihrer Ausbildung und Fossilführung. Es ist wohl kaum wahrscheinlich, daß die Kreidefauna von Sachalin mit der europäischen einen näheren Zusammenhang zeigt.

---

[1]) Steinmann, Deecke und Möricke: Alter und Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile, S. 31.

[2]) Jimbo: a. a. O., S. 192 (46).

Verzeichnis der aus Hokkaido bekannten Kreide-Ammoniten.

Name	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
Phylloceras SUESS (*Schlüteria* GROSSOUVRE pars.)		
cf. *ramosum* MEEK	*Pachydiscus* u. *Scaphites*-Schichten	*P. ramosum* (Vancouver, Nanaimo-Gr.; California, Unt. Chico-Gr.) *P. Velledae* MICH. (Europ., Gault u. Unt. Cenoman; Algerien, Gault; Südindien, Utatur-Gr.; Madagascar, Cenoman)
Surya FORBES	*Pachydiscus*-Schichten	*P. Surya* (Südindien, Valudayur.-Sch.; Chile, Quiriquina-Sch.)
yezoense YOKOYAMA	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Schichten	*P. Forbesianum* ORB. (Südindien, Valudayur-Sch.; Vancouver, Nanaimo-Gr.) *P. Whiteavesi* KOSSMAT (Südindien, Utatur-Gr.) *P. shastalense* ANDERSEN (Californien, Horsetown-Sch.)
Lytoceras SUESS		
yezoense YABE	Untere Amm.-Schichten	*L. Mahadeva* STOL. (Südindien, Unt. Utatur-Gr.) *L. Batesi* MEEK (Königin-Charlotten-Inseln, Hor. C.; Californien, Shasta-Gr.)
imperiale YABE	Untere Amm.-Schichten	
Gaudryceras GROSS.		
tenuiliratum YABE	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Schichten	*G. mite* HAUER (Deutschland, Senon); *G.* aff. *mite* (Tunis, Santonien) *G. denmanense* WHITEAVES (Vancouver, Nanaimo-Gr.) *G. Kayei* FORBES (Südindien, Valudayur-Sch.; Chile, Quiriquina-Sch.; Natal u. Tunis, Senon)
Sacya FORBES?	?	*G. Sacya* (Südindien, Utatur-Gr.; Königin-Charlotten-Inseln, Hor. C.; Californien, Horsetown-Sch.; Madagaskar, Unt. Cenoman)

Name	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
crassicostatum JIMBO	Obere Amm.-Schichten	*G. glanegense* HAUER (Deutschland u. Madagaskar, Senon)
denseplicatum JIMBO	*Pachydiscus*-Schichten	
striatum JIMBO	*Pachydiscus*-Schichten	
limatum YABE	*Scaphites*-Schichten	*G. politissimum* KOSSMAT (Südindien, Ob. Trichinopoli-Gr.)
Yokoyamai YABE	*Pachydiscus*-Schichten	
Yamashitai YABE	Obere Amm.-Sch.	
Kawanoi JIMBO	Obere Amm.-Sch.	
Tetragonites KOSSMAT		
glabrum JIMBO	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Sch.	*T. epigonus* (Südindien, Ob. Trichinopoli-Gr., Tunis, Santonien)
sphaeronotus JIMBO	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Sch.	
crassus JIMBO	?	
cf. *epigonus* KOSSMAT	*Pachydiscus*-Sch.	
popotensis YABE	*Scaphites*-Sch.	
Turrilitis LAM. (*Heteroceras* d'ORB + *Helicoceras* d'ORB + *Bostrychoceras* HYATT.)		
cf. *Bergeri* BRONGNIART	Untere Amm.-Sch.	*T. Bergeri* (Südindien, Utatur-Gr.; Europ., Ob. Gault, Unt. Cenoman; nördl. u. mittl. Afrika, Mittl.-Kreide; Persien, Vraconien)
Komotai YABE	*Trigonia longiloba*-Sch.	*T. Cunliffianus* STOL. (Südindien, Utatur-Gr.)
scalaris YABE	*Scaphites*-Sch.	
venustus YABE	*Pachydiscus* u. *Scaphites*-Sch.	*T. ceratopsis* ANDERSEN (Oregon, Unt. Chico.-Gr.)
Oshimai YABE	*Scaphites*-Sch.	*T. Reussianus* d'ORB. (Europ., Turon).
Otsukai YABE	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Sch.	
japonicus YABE	Ob. Amm.-Sch.	*T. indicus* STOL. (Südindien, Trichinopoli-Gr.; Oregon. Unt. Chico-Gr.)
orientale YABE	*Pachydiscus*-Sch.	
Nipponites YABE		
mirabilis YABE	*Scaphites*-Sch.	
Baculites LAM.		
teres FORBES	*Pachydiscus*-Sch.	*B. teres* (Südindien, Valudayur-Sch.)
cf. *asper* MORTON	*Pachydiscus*-Sch.	*B. asper* (Nordamerika, Foxhill-Sch.)

Name	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
Hamites PARKINSON (*Ptychoceras* d'ORB+ *Anisoceras* PICTET)		
pseudogaultinus YOK.	*Pachydiscus*-Sch.	
subundulatus YOK.	*Pachydiscus*-Sch.	*H. vancouverensis* (Vancouver, Nanaimo-Gr.)
cf. *vancouverensis* WHITEAVES	*Pachydiscus*-Sch.	*H. vancouverensis* (Vancouver, Nanaimo-Gr.)
yubarensis YABE	*Pachydiscus*- u. *Scaphites*-Sch.	
obstrictus JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	*H. obstrictus* (Vancouver, Nanaimo-Gr.)
indicus FORBES	*Pachydiscus*-Sch.	*H. indicus* (Südindien, Valudayur-Sch.; Natal, Senon)
largesulcatus FORBES	*Pachydiscus*-Sch.	*H. largesulcatus* (Südindien, Valudayur-Sch.)
venustus YABE*	*Pachydiscus*-Sch.	
quadrinodosus JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	
Haradanus YOK.	*Pachydiscus*-Sch.	
sanushibensis YABE*	*Pachydiscus*-Sch.	
Placenticeras GROSS.		
subtilistriatum JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	
Gauthiericeras GROSS. sp. nov.	*Pachydiscus*-Sch.	
Barroisiceras GROSS. sp. nov.	*Pachydiscus*-Sch.	*B. Haberfellneri* HAUER (Europ., Tunis, Algerien, Madagaskar, Kamerun, Unt. Senon)
Prionotropis MEEK		
cf. *serratocarinatus* STOL.	*Scaphites*-Sch.	*P. serratocarinatus* (Südindien, Unt. Trichinopoli-Gr.); *P.* cf. *serratocarinatus* (Oregon, Unt.-Chico-Gr.)
Mortoniceras MEEK sp. nov.	*Scaphites*-Sch.	*M. Zeilleri* GROSS. (Frankreich, Unt. Coniacien)
Acanthoceras NEUMAYR		
rhotomagense var. *asiatica* JIMBO	*Trigonia longiloba*-Sch.	*A. rhotomagense* (Europ., nördl. Afrika, westl. Asien, Cenoman) *A. Jimboi* PERVINQUIÈRE (Tunis, Ob. Cenoman) *A. Newboldi* KOSMAT (Südindien, Mittl. Utatur-Gr.; Madagaskar, Cenoman)

Name	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
yubarense YABE*	*Mammites*.-Sch.?	*A. Medlicottianum*-STOL (Südindien, Utatur-Gr.) *A. ornatissimum* STOL. (Südindien, Utatur-Gr.) *A. deverioides* GROSS. (Frankreich, Unt. Turon)
japonicum YABE*	*Mammites*-Sch.?	
pseudodeverianum JIMBO	*Mammites*-Sch.	*A. deverianum* d'ORB. (Frankreich, Turon); *A.* cf. *deverianum* (Tunis, Oberste Turon)
Mammites LAUBE sp. indet.	*Mammites*-Sch.	*M. nodosoides* SCHLOTH (Europ. u. nördl. Afrika, Unt. Turon)
Fagesia PERVINQUIÈRE *Kotoi* YABE	*Mammites*- od. *Scaphites*-Sch.	*F. superstes* KOSSMAT (Südindien, Ob. Utatur-Gr.); *F.* aff. *superstes* (Portugal, *Inoceramus lobatus*-Zone); *F. Thevestensis* PERON (Tunis, Unt. Turon)
Olcostephanus? unicus YABE	*Mammites*-Sch.?	
Scaphites PARKINSON *puerculus* JIMBO	*Scaphites*-Sch.	*S. inermis* ANDERSON (Oregon, Unt. Chico-Gr.)
Yokoyamai JIMBO	*Scaphites*-Sch.	
gracilis YABE*	*Scaphites*-Sch.	
planus YABE*	*Scaphites*-Sch.	*S. roguensis* ANDERSON (Oregon, Unt. Chico-Gr.) *S. Condoni* ANDERSON (Oregon, Unt. Chico-Gr.)
Yonekurai YABE*	*Scaphites*-Sch.	
pseudoqualis YABE*	*Scaphites*-Sch.	*S. aequalis* SOW. (Europ. Cenoman); *S. similaris* STOL. (Südindien, Utatur-Gr.); *S. Gillisi* ANDERSON (Californien, Unt. Chico-Gr.); *S. Warreni* var. *wyomingensis* MEEK (Wyoming, Ob. Kreide)

Name	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
		S. *similaris* Stol. Südindien, Utatur-Gr.) S. *Gillisi* Anderson (Californien, Unt. Chico-Gr.) S. *Warreni var. wyomingensis* Meek (Wyoming, Ob. Kreide)
stephanoceroides Yabe*	*Scaphites*-Sch.	
formosus Yabe	*Pachydiscus*-Sch.	S. *Roemeri* d'Orb. (Europ., Senon)
Holcodiscus Uhlig		
Kotoi Jimbo	*Pachydiscus*-Sch.	
Jimboi Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
pusillus Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
iburiensis Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
pachystoma Kossmat	*Pachydiscus*-Sch.	H. *pachystoma* (Südindien, Trichinopoli-Gr.)
japonicus Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
dubius Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
Pachydiscus Zittel (+ *Parapachydiscus* Hyatt)	*Pachydiscus*-Sch.	
rotalinoides Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	P. *rotalinus* Stol. (Südindien, Ob. Utatur-Gr.; Madagaskar, Oberes Senon)
Egertonianus Forbes	*Pachydiscus*-Sch.	P. *Egertonianus* (Südindien, Valudayur-Sch. und Ariyalur-Gr.) P. *Neubergicus* Hauer (Europ. Ob. Senon).
Sutneri Yokoyama	*Pachydiscus*-Sch.	P. *kolutorensis* (Südindien, Ob. Trichinopoli-Gr.)
koluturensis Stol.	*Pachydiscus*-Sch.	
sphaericus Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
ariyalurensis Stol.	*Pachydiscus*-Sch.	P. *ariyalurensis* (Südindien, Ariyalur-Gr.)
yezoensis Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	
pluritiberculatus Yabe	*Pachydiscus*-Sch.	
kitamiensis Yabe*	Ob. Amm.-Sch.	
abeshinaiensis Yabe*	*Pachydiscus*-Sch.	P. *Vaju* Stol, (Südindien, Trichinopoli-Gr.)
Kossmati Yabe*	Ob. Amm.-Sch.	P. *anapadensis* Stol. Südindien, Unt. Trichinopoli-Gr.) P. *Jimboi* Kossmat (Südindien, Unt. Trichinopoli-Gr.)

Namen	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
Haradai JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	P. aff. *Haradai* (Vancouver, Nanaimo-Sch.) *P. perplicatus* WHITEAVES (Vancouver, Nanaimo-Sch.)
Naumanni YOKOYAMA	*Pachydiscus*-Sch.	
teshioensis JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	
subtililobatus JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	
Yokoyamai JIMBO	Ob. Amm.-Sch.	*P. Jimboi* KOSSMAT (Südindien, Unt. Trichinopoli-Gr.; Madagaskar, Unt. Senon)
Desmoceras ZITTEL		
Dawsoni WHITEAVES var.	*Thetis*-Sch.	*D. Dawsoni* (Königin-Charlotten-Inseln, Hor. C.)
Damesi JIMBO	*Pachydiscus* u. *Scaphites*-Sch.	*D. Sugata* FORBES (Südindien, Ob. Trichinopoli- und Unt. Ariyalur-Gr.; Californien, Unt. Chico-Gr.)
laeve YABE*	*Pachydiscus*-Sch.	
semicostatum YABE*	*Pachydiscus*-Sch.	
sp. (nach YOKOYAMA)	?	*D. obscurus* SCHLÜTER (Deutschland, Senon)
Puzosia BAYLE		
Denisoniana STOL[2])	?	*P. Denisoniana* (Südindien, Utatur-Gr.)
indopacifica KOSSMAT	*Pachydiscus*-Sch.	*P. indopacifica* (Südindien, Ob. Trichinopoli-Gr.)
yezoense YABE*	*Pachydiscus*-Sch.	*P. gaudama* FORBES (Südindien, Trichinopoli-Gr.) *P. Mülleri* GROSS. (Europa, Senon)
planulatiforme JIMBO	*Scaphites*-Sch.	
Ishikawai JIMBO	Ob. Amm.-Sch.	
elegans YABE	Ob. Amm.-Sch.	
Yokoyamai JIMBO	Ob. Amm.-Sch.	
japonica YABE	Ob. Amm.-Sch.	
yubarense JIMBO	*Scaphites*-Sch.	
sp.	*Pachydiscus*-Sch.	
sp.	Unt. Amm.-Sch.	

[1]) = *Olcostephanus* sp. JIMBO.

[2]) Die Art, die von mir *Puzosia Denisoniana* genannt wird, ist ganz verschieden von der von JIMBO unter dem Namen *Pachydiscus Denisonianus* beschriebenen und von KOSSMAT *P. Jimboi* genannten Form.

Namen	Stratigraphischer Horizont	Verwandte oder identische Formen in anderen Gegenden
Hauericeras GROSS		
Gardeni BAILY	*Pachydiscus*-Sch.	*H. Gardeni* (Südindien, Vancouver, Natal, Tunis, Senon)
angustum YABE	*Pachydiscus*-Sch.	*H. Welchi* GROSS. (Frankreich, Santonien)
„*Crioceras*“ (non *Crioceras* LEVEILLE)		
spinigerum JIMBO	*Pachydiscus*-Sch.	

An dieser Stelle sei es mir gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. BRANCA, in dessen Institut ich diese Arbeit anfertigen konnte, meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Zu besonderem Dank bin ich ferner Herrn Dr. J. BOEHM verpflichtet, welcher mir die Sammlung KLEYES zur Verfügung stellte, sowie Herrn Dr. STREMME, welcher die freundliche Durchsicht meiner Schrift unternimmt. Auch sei mir erlaubt, dem Herrn stud. O. ECK für die photographische Aufnahme der Ammoniten meinen besten Dank auszusprechen.

Manuskript eingegangen am 15. Dezember 1908.]

10. Über die pleistocäne Säugetierfauna und die Spuren des paläolithischen Menschen von Burgtonna i. Thür.

Von Herrn H. F. Schäfer in Gotha.

Zwischen den gothaischen Ortschaften Burgtonna und Gräfentonna lagern in einer schluchtartigen Einsenkung ältere Kalktuffe, die durch die eingebetteten Reste des Urelefanten und Merckischen Rhinozeros als interglaziale Ablagerungen charakterisiert sind. Aus kalkhaltigen Quellen und begünstigt durch eine reiche Wasserflora setzten sich die Kalktuffe teils in losen Tuffsanden, teils in festen Werksteinbänken ab[1]). — Im Süden von Burgtonna werden diese Tuffe hart am Fuße der Fahnerschen Höhe vom Oberen Muschelkalke und weiter nördlich vom Mittleren Keuper (Gipskeuper) begrenzt; die Schichten fallen flach nach N ein[2]). — Burgtonna und Gräfentonna stehen zum Teil auf diesen Kalktuffen, die schon seit Jahrhunderten als geschätztes Baumaterial bekannt sind.

Im vorigen Jahre waren in Burgtonnaer Flur sechs Kalktuffbrüche im Betrieb. Ich lasse zwei von mir aufgenommene Profile folgen.

I. Der Grünkornsche Bruch, nordwestliche Wand.
(Aufnahme im Herbst 1907.)

ca. 1,50—2,0 m Abraum: hellgrauer, zerreiblicher Tuffsand, der im Liegenden in einen porösen, leichten Tuff übergeht und rostbraun oder gelblichgrau gefärbt ist.

- 0,70 m poröser, teils hellgrauer, teils rostfarbiger Kalktuff, von den Arbeitern „Knatz" genannt; ist bergfeucht etwas weich, erhärtet aber an der Luft so, daß stärkere Platten beim Anschlagen mit dem Hammer klingen.

- 1,30 m Tuffsand mit zwischenlagernden schwächeren Platten und Plättchen eines porösen, leichten Tuffes. Im Hangenden der Schicht war das Gestein über handhoch und etwa 1 m lang durch eingesprengtes Mangansuperoxyd rußbräunlich, schwärzlich gefärbt.

- 3—4,0 m gelbgrauer Werksteintuff, der sich in mehrere stärkere, bis über 1 m mächtige Bänke gliedert, die durch schwache,

[1]) Nach A. Penck in der Riß-Würm-Interglazialzeit.

[2]) Vgl. Geol. Spezialkarte von Preußen usw. Bl. Gräfentonna 1883.

etwa 6 cm starke Tuffsandlager voneinander getrennt sind. Im oberen Teile dieser Schicht finden sich Abdrücke von Blättern und Moosen sowie inkrustierte Pflanzenteile; das feste Gestein ist teilweise von stärkeren, ganz glatten, runden Löchern oder Röhren durchzogen, die durch inkrustierte, später zerstörte Pflanzenreste entstanden sind.

Hier wiederholte sich an der Nordwand die schwärzliche Färbung des Gesteins durch schmitzenartige Einlagerung von Mangansuperoxyd in größerer Ausdehnung.

Nach der Sohle des Bruches ist das Gestein grau oder gelblichgrau, wenig porös und mehr kompakt. Die Sohle bildet ein schmutzig-grünlich-sandiger Ton(?), dessen Mächtigkeit mir nicht bekannt geworden ist. — Die Schichten werden von der Oberfläche bis zur Sohle von mehreren, 10—15 cm breiten Spalten senkrecht durchsetzt, die nicht mit Tuffsand ausgefüllt sind.

Das Gestein bricht in unregelmäßigen Blöcken, die zu Bausteinen zugehauen werden. Die größere oder geringere Porosität sowie die Härte des Gesteins bestimmt dessen technischen Wert. Das sehr poröse, schwammige und schwachplattige Gestein heißt „Fachstein", ist sehr leicht und eignet sich deshalb zum Ausfachen von Holzbauten, zu Brandgiebeln u. dgl. Der lose Tuffsand wird zur Mörtelbereitung und besonders zu Betonarbeiten verwendet, wozu der tiefer liegende Sand bevorzugt wird.

II. Der Zautnersche Tuffsteinbruch, östlich von dem Grünkornschen Bruch gelegen. (Aufnahme im Herbst 1907.)

Von oben:

ca. 0,5 m gelber Lehm mit kleinen Gesteinsbrocken, die ich an der hohen senkrechten Südwand nicht näher untersuchen konnte.

- 1,0 - und stärker, hellgrauer Tuffsand mit dazwischen ganz unregelmäßig gelagerten, zum Teil aufrechtstehenden schwachplattigen Tuffsteinen.

- 1,0 - blaßgrünlich tonig? — sandige Schicht, im Liegenden mit ganz schwachplattigem Gestein.

- 0,5 - sandigporöse festere Schicht.

- 3,0 - fester Werksteintuff, der durch ganz schwache Lagen von Tuffsand in mehrere Bänke gegliedert wird. Das Gestein ist teils hellgrau, teils gelbgrau gefärbt, bricht in unregelmäßigen Blöcken bis zu 40 cm Stärke und zeigt oft an einem Klotze teils porösere, teils kompaktere Beschaffenheit.

- 1,5 - sehr poröser, schwammiger, leichter, gelblich-sandiger Tuff.

- 2—8 m Werksteintuff. — Im Winter 1905 hatte man nach Aussage der Arbeiter an der Nordwand über 15 m tief von oben in festem Kalktuff gebrochen. An der nördlichen Wand fand

sich in der Tiefe von etwas über 3 m eine ca. 15 cm starke Schicht voller Blattabdrücke und inkrustierter Pflanzenreste, die aber aus dem harten Gestein nicht ohne Zertrümmerung des Fossils herausgeschlagen werden können.

Das Liegende der Kalktuffe ist bei Burgtonna meines Wissens noch nicht erreicht und bekannt geworden.

Herr Dr. H. Sänger in Gotha hatte die Güte, von mir aus dem Grünkornschen Bruche aus verschiedenen Schichten entnommene frische Gesteinsproben bezüglich der chemischen Zusammensetzung zu untersuchen. Die vorgenommene Analyse ergab:

	I	II	III	IV[1])
Wasser (bei 100°) . . .	0,29 %	0,35 %	Spuren	Spuren
In Salzsäure unlöslicher Rückstand	0,26 -	0,77 -	5,0 %	2,97 %
Eisenoxyd und Tonerde .	0,29 -	Spuren	1,8 -	0,98 -
Kohlensaurer Kalk . . .	94,8 -	94,33 %	89,5 -	89,3 -
Schwefelsaurer Kalk ($CaSO_4$)	3,6 -	3,87 -	0,3 -	3,2 -
Magnesia	Spuren	Spuren	Spuren (mehr als b. den andern)	Spuren
Mangansuperoxyd	—	—	—	3,3 %

Von großem wissenschaftlichen Werte ist die Kenntnis von den in den Tonnaer Ablagerungen eingebetteten Überresten der interglazialen Fauna und Flora.

Von unserm kleinsten Säugetiere, der Spitzmaus, bis zum Urelefanten, dem größten bisher bekannten Landsäugetier, von der winzigen *Patula pygmaea* bis zur *Helix pomatia* sowie von den zarten Fruchtkapseln der Characeen bis zu den Früchten und Blättern des Haselstrauches und der knorrigen Eiche sind Urkunden auf uns gekommen, die ein abgerundetes Gesamtbild der Diluvialzeit entrollen.

Die fossilen Zähne und Knochenreste lagern in den Kalktuffen von Burgtonna nicht in einem bestimmten Niveau, sie sind vielmehr auf höher und tiefer gelegene Schichten in spärlicher Weise verteilt. — Gut erhaltene vollständige Fundstücke sind sehr selten. Die Beschädigungen haben aber die Fossilreste meist nicht vor der Ablagerung durch den Transport usw. erlitten, sondern — wie die frischen Bruchstellen zeigen — erst

[1]) I = fester Werksteintuff aus der Sohle; II = fester Tuff mit Pflanzenresten, lagert ca. 3 m von oben; III = hellgrauer, leichter Tuff, etwa 2 m von oben entnommen; IV = hellgrauer, leichter Tuff, lagert unter der Schicht mit Pflanzenresten, schwärzliche Gesteinseinlagerung.

bei der Ausgrabung erhalten. Am besten sind die Fundstücke erhalten, die in den Tuffsanden eingebettet und von einer festen Schicht überdeckt gewesen sind. Bei Abhebung der letzteren im Steinbruchsbetriebe können die Fossilreste leicht geborgen werden.

Die Ausbeute ist immerhin nur auf gelegentliche Funde bei der Steinbruchsarbeit beschränkt. Schon gegen 20 Jahre besuche ich die dortigen Brüche, konnte aber selbst außer Conchylien nichts Nennenswertes von Knochenresten daselbst finden. Man ist in dieser Beziehung auf die Arbeiter angewiesen, die es auch verstehen, beim „Knochenhandel" oft verblüffende Preise zu fordern. Den meisten dieser Leute fehlt leider das Verständnis und Interesse für die sichere Bergung der Funde; das Seltenste wird oft verständnislos zertrümmert und die Reste der kleineren Tiere werden nicht beachtet.

Die Funde sind in einzelnen Stücken zerstreut worden und teils nach auswärts in öffentliche und private Sammlungen gekommen, teils in den Händen verständnisloser Leute der Wissenschaft vollständig verloren gegangen. Eine Übersicht über das hier gefundene und gesammelte Material zu gewinnen, ist dadurch vollständig unmöglich geworden.

Die gute Erhaltung der Conchylien läßt auf primäre Lagerung derselben schließen. Auch bemerkte ich an den Gebiß- und Knochenresten in meiner Sammlung keine Spuren von Abrollung oder Verschleppung im Wasser, obgleich meist nur einzelne Skeletteile, sehr selten mehrere zusammenhängend, gefunden werden. Die Kadaver der in der Nähe des sumpfigseeartigen Beckens verendeten Tiere waren offenbar schon zerfallen, als die Knochen durch die hier mündenden Bäche oder durch Überschwemmung beim Hochwasser nach kurzem Transport abgelagert wurden. Die Einbettung muß teilweise auch an Ort und Stelle sehr rasch erfolgt sein, so daß etwa ein Transport aus der primären in eine sekundäre Lagerstätte ausgeschlossen erscheint, wie z. B. die mir vorliegenden, sehr gut erhaltenen zarten Skeletteile einer Schlange, der Schädel einer Spitzmaus und auch Hyänen-Koprolithen beweisen.

Bei Burgtonna (nicht Gräfentonna!) sind zwei vollständige Skelette von *Elephas antiquus* gefunden worden. Zu den berühmtesten fossilen Elefanten-Funden gehört das 1696 daselbst ausgegrabene Skelett, das zu einer aufsehenerregenden Disputation zwischen dem Sächs. Historiographen Wilhelm Ernst Tentzel und dem medizinischen Kollegium in Gotha Veranlassung bot, wobei Tentzel die Knochen und Zähne mit den entsprechenden Teilen des Elefanten verglich und seine Gegner,

welche in den Funden Naturspiele erkennen wollten, erfolgreich bekämpfte [1]).

Über die Ausgrabung berichtet u. a. TENTZEL folgendes[2]).

. . . „daselbst (Burgtonna) ist eine Sandgrube, woraus schöner weißer Sand gegraben, und weit verführet wird. In derselben fanden die Gräber im Dezember des verwichenen Jahres etliche große Beine, davon eines 19 Pfund gewogen; ferner eine Kugel, so im Gelenk in einer Pfanne gestanden, grösser als eines Menschenkopf und 9 Pfund gewogen; weiter ein Hüftbein von 32 Pfunden. Nach dem neuen Jahre, da der Frost aufgethauet, gruben sie mehr, und fanden einen Rückgrat, daran noch etliche Stücke Ribben stunden, aber alles ganz mürbe und zerschmettert: Hernach weit im Sande hinein zwei grössere Kugeln samt den zugehörigen Knochen, item das Schulterblatt, neben anderen grossen Knochen aus den Knien usw. Das Hals-Genicke, mit einem zugespitzten Wirbel, und endlich den Kopf mit vier Backzähnen, deren jeder zwölf Pfund gewogen und zwei sehr grossen Hörnern oder Zähnen, vier Elen lang, so drittehalb Spannen dicke aus dem Kopfe herausgingen und sich allmählich etwas zuspitzten. Man grub oben durch fast 12 Elen tieff, den Kopff desto besser auszuarbeiten. Worauf Seine Hoch. Fürstl. Durchl. selbst hinausfuhren und unter andern mir auch mitzureisen gnädigst befohlen, da wir zwar den abscheulichen Kopff in vieles Volkes Beysein mit Verwunderung betrachteten, aber dabei bedauerten, daß weder Kopff, noch die Zähne, noch die andern Gebeine wegen ihrer Mürbigkeit ganz herausgebracht werden kunten. Die gemeine Opinion von den Riesen-Beinen, so mit dem ersten Ruff von solcher Erfindung auf die Bahn kam, verlohr sich alsbald, da die Hörner am Kopff hervorguckten. Hingegen entstunden zwei andere Meinungen, daß es entweder wahrhaftige, doch versteinerte Gebeine eines Elephanten wären, oder nur ein Mineralisches Gewächs der spielenden Natur und *Unicornu fossile.*“

Im Frühjahr 1799 fand man ebenfalls in einer unter Tag liegenden Sandgrube bei Burgtonna 50 Fuß von der ersten Fundstelle (etwa östlich der Kirche) in einer Tiefe von ca. 50 Fuß ein zweites Skelett von *Elephas antiquus* FALC., das auf Befehl des Herzogs ausgegraben wurde. Einen eingehenden Bericht über diesen Fund erstattete VON ZACH in der Monatl. Correspondenz[3]).

[1]) Kurtze doch ausführliche Beschreibung des *Unicornu fossile,* oder gegrabenen Einhorns, welches in der Herrschaft Tonna gefunden worden. Verfertigt von dem Collegio Medico in Gotha, Gotha 1696.

W. E. TENTZEL: Inhalt eines Lateinischen Schreibens an den Weltberühmten Herrn ANTONIO MAGLIABECHI, Rat und Bibliothecarium des Großherzogs zu Florentz, von den zu Tonna ausgegrabenen Elephanten-Körper. Gotha 1696.

Vgl. K. A. v. ZITTEL: Geschichte der Geologie und Paläontologie. S. 191, 1899.

[2]) Vgl. TENTZEL, ebenda.

[3]) VON ZACH: Authentische Nachricht von einem zu Burgtonna gefundenen vollständigen Elefanten-Gerippe. Monatliche Correspondenz, Bd. I, 1800.

Die bei beiden Ausgrabungen geborgenen mächtigen Stoßzähne und Backenzähne sowie stärkeren Skeletteile bilden eine Sehenswürdigkeit des hiesigen Herzoglichen Museums und sind von H. Pohlig in seiner Monographie des *Elephas antiquus* Falc.[1]) z. T. abgebildet und beschrieben worden.

A. Hellmann verzeichnet in „Petrefakten Thüringens“ (Palaeontogr., Suppl. 1866) von den bei Burgtonna gefundenen Säugetierresten folgende Arten: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Hippopotamus amphibius, Sus scrofa priscus, Bos primigenius, Cervus elaphus, Ursus spelaeus, Hyaena spelaea* und *Equus adamiticus*.

Hierbei ist zu bemerken, daß das Vorkommen von *Hippopotamus* bei Burgtonna und Gräfentonna nicht nachgewiesen ist. Hellmann hat den Zahn eines *Rhinoceros* irrtümlich für den eines *Hippopotamus* gehalten. Auch sind mir im hiesigen Herzogl. Museum Reste vom Mammut und wollhaarigen Rhinozeros von Tonna nicht bekannt geworden.

In dem Sitzungsbericht der Niederrheinischen Gesellschaft zu Bonn vom 3. März 1884 und in der Zeitschrift für Naturwissensch., Bd. **58**, 1885, S. 258 usf. gibt H. Pohlig eine zusammenfassende Liste über die in den vier älteren thüringischen Travertinbecken von Weimar—Taubach, Tonna, Mühlhausen und Tennstedt nachgewiesene Fauna und erwähnt von Tonna (Burgtonna): *Elephas antiquus* Falc., *Rhinoceros Mercki* Jäg., *Sus (scrofa) Antiqui* Pohl., *Cricetus* cf. *frumentarius, Ursus* cf. *arctos, Bison priscus* und *Cervus* cf. *elaphus*.

Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß wir A. Weiss über die Conchylienfauna der Kalktuffe von Burgtonna—Gräfentonna eine revidierte Liste der bis jetzt dort nachgewiesenen Conchylien verdanken[2])[3]).

Beschreibungen der fossilen Säugetiere aus den Kalktuffen von Burgtonna (Tonna) sind mir — außer der bereits erwähnten Arbeit von Pohlig — in der Literatur nicht bekannt geworden. Scheint es doch fast, als wenn die historische Fundstelle, die auch der bekannte englische Geologe Ch. Lyell in Begleitung von Heinr. Credner im Jahre 1850 besichtigte, in Vergessenheit gekommen sei. So konnte es geschehen, daß selbst A. Nehring in einer Arbeit über fossile Menschenzähne aus dem Diluvium

---

[1]) Dentition und Kraniologie des *Elephas antiquus*. Nova Acta Acad. Leopoldina, Bd. **53**, 1889 und Bd. **57**, 1892.

[2]) Diese Zeitschr., Jahrg. **1897**.

[3]) Vgl. A. Langenhan, Beiträge zur Erforschung der interglazialen Kalktuffe von Burgtonna und Gräfentonna, Monatschr. für Mineralien- Gesteins- und Petrefaktensammler, Stuttgart 1906.

von Taubach[1]) bei Aufzählung der thüringischen Travertine Burgtonna (Tonna) nicht erwähnt hat.

In den nachfolgenden Zeilen will ich versuchen, das in meiner Sammlung befindliche Material der Säugetierreste, insbesondere der Gebißreste, aus dem Interglazial von Burgtonna einer näheren Besprechung zu unterziehen.

Seit einer Reihe von Jahren war es mir möglich, eine größere Kollektion von Gebißresten in meinen Besitz zu bringen, wodurch ich in der Lage bin, ausführlichereMaßangaben über die letzterer — selbstverständlich soweit die Erhaltung der Fundobjekte das gestattet — aufzuzeichnen.

Es sind in meiner Sammlung bis jetzt folgende Säugetierarten vorhanden:

1. *Rhinoceros Mercki* JÄG.,
2. *Sus (scrofa) Antiqui* POHL.,
3. *Equus* cf. *germanicus* NEHR.,
4. *Castor (fiber) Antiqui* POHL.,
5. *Cricetus frumentarius* PALL.,
6. *Sorex vulgaris* LINNÉ,
7. *Ursus* cf. *arctos* L. (PORTIS),
8. *Canis vulpes* L.
9. *Hyaena spelaea* GOLDF.,
10. *Felis spelaea* GOLDF.,
11. *Felis magna* BOURGUIGNAT,
12. *Bison priscus* BOJ.,
13. *Cervus (elaphus) Antiqui* POHL.,
14. *Cervus capreolus* L.
15. *Cervus euryceros* ALDROVANDI.

Von weiteren Wirbeltierresten aus dem Kalktuff von Burgtonna befinden sich in meinem Besitze:

a) Eine Vogelart, vertreten durch einen gut erhaltenen Oberarmknochen;

b) das Ei eines Vogels, vielleicht beide zu *Anas* sp. gehörig.

c) Fragmente einer Schlange, etwa von der Größe unserer Ringelnatter, und zwar: Kopf, Kieferknochen — einer mit sieben hakenförmigen Fangzähnen —, Rippen und eine große Anzahl von Wirbeln, von denen einzelne noch zusammenhängen. Diese sehr zarten Reste sind ausgezeichnet erhalten. Bei dem Mangel an rezentem Vergleichsmaterial ist eine nähere Speziesbestimmung noch nicht möglich gewesen. Außerdem ist noch eine Anzahl

[1]) Naturwissenschaftl. Wochenschr., Nr. 31, 1895.

Knochenreste von größeren Tieren in meiner Sammlung vorhanden, die noch nicht näher bestimmt werden konnten.

Bei den nun folgenden Beschreibungen der Gebißreste ist zu bemerken, daß die Zähne stets von vorn nach hinten gezählt und die Maße in Millimetern angegeben sind.

Rhinoceros Mercki Jäger.

Es liegen vor M 1, M 2 und M 3 eines rechten Oberkiefers. Die Zähne sind beisammen gefunden worden und passen an ihren Berührungsflächen genau aneinander, so daß kein Zweifel über deren Zusammengehörigkeit bestehen kann.

Länge der drei Molaren, über die Mitte der Kaufläche gemessen	132,0
Länge an der Außenseite (in gerader Linie)	142,0
- außen an der Basis von M 1	42 0
- außen an der Kaufläche von M 1	49,0
- innen an der Basis von M 1	40,0
Breite vorn an der Basis von M 1	65,0
- vorn an der Kaufläche von M 1	56,0
- hinten an der Kaufläche von M 1	46,0
Länge außen an der Basis von M 2	53,0
- außen an der Kaufläche von M 2	55,0
- innen an der Basis von M 2	47,0
Basisbreite vorn von M 2	67,0
Breite vorn an der Kaufläche von M 2	55,0
- hinten an der Basis von M 2	60,0
- hinten an der Kaufläche von M 2	37,0
Länge außen an der Basis von M 3	68,0
- außen an der Kaufläche von M 3	56,0
- innen an der Basis von M 3	55,0
Breite vorn an der Basis von M 3	63,0
- vorn an der Kaufläche von M 3	46,0

Der dritte Molar hat die charakteristische dreiseitige Gestalt. — Die Kauflächen der Zähne sind tief ausgemahlen und zeigen eine sehr fortgeschrittene Abnutzung.

Die von Hermann v. Meyer in Palaeontograph., Bd. XI, S. 257 u. 258 gegebene Beschreibung des 5., 6. und 7. Backenzahnes des Oberkiefers von *Rhinoceros Mercki* stimmt in den wesentlichen Merkmalen mit denen der drei Molaren von Burgtonna überein; nur besitzt M 2 (6. Backenzahn) auch das hintere Grübchen wie M 1 (5. Backenzahn).

An Größe stehen die Zähne dem von Henry Schröder beschriebenen Heggener Individuum nach[1]).

---

[1]) Vgl. Henry Schröder: *Rhinoceros Mercki* Jäg. von Heggen im Sauerlande. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. u. Bergakademie für 1905.

Ferner liegen vor von *Rhinoceros Mercki* der Prämolar eines Oberkiefers: Länge außen an der Kaufläche 39,0 mm, Breite vorn an der Basis 46,0 mm, sowie ein Halswirbel.

Sus (scrofa) Antiqui POHL.

In meiner Sammlung befindet sich das Bruchstück einer rechten Unterkieferhälfte mit ansitzendem linken Symphysenteil bis zur Alveole des l. C. — Die Partie hinter M 3 und an dem vordersten Teil der Incisiven ist weggebrochen, ebenso ein Teil des hinteren, unteren Kieferrandes. M 1 bis 3[1]) und P 4 und 3 sind in bestem Zustande, P 2 ist in der Alveole und der Canin am oberen Kieferrande abgebrochen; P 1 ist ausgefallen. Die Alveolen der Schneidezähne mit den abgebrochenen Wurzeln sind gut erhalten. J 1 hat im Querschnitt eine dreieckige, J 2 eine elliptische, nach oben verschmälerte Gestalt; J 3 ist sehr klein und liegt hart am Canin. Die schmelzlose Hinterseite des Canin ist ein wenig konkav und bildet mit der Außenseite einen stumpfen Winkel; die beiden Seiten vereinigen sich nach vorn zu einer stumpfen Schneide. Die Prämolaren sind oben zugeschärft, und die Molaren haben niedrige Höcker und zahlreiche Nebenwarzen.

Länge von M 3	33,0
Größte Breite von M 3	19,0
Länge von M 2	25,0
Größte Breite von M 2	17,5
Länge von M 1	18,0
Größte Breite von M 1	13,5
Länge von P 4	17,0
Größte Breite von P 4	11,5
Länge von P 3	15,0
Größte Breite von P 3	8,0
Länge von P 2 nach dem Abdruck im Gestein	12,0
Länge der Backenzahnreihe von P 2 bis M 3	117,0
Entfernung von M 3 bis zum Hinterrande des Eckzahnes, außen gemessen	143,0
Länge vom Vorderrande der Alveole von P 2 bis zum Hinterrande der Alveole von P 1	16,0
Länge vom Vorderrande der Alveole von P 2 bis zum Hinterrande des Eckzahnes (innen)	28,0
Länge des Canin, innen in der Richtung des Alveolarrandes gemessen	18,0
Länge des Canin an der Außenseite	15,5
Breite des Canin	10,0
Höhe des wagerechten Kieferastes am Vorderrande der Alveole von P 2, innen gemessen	46—47,0
Dicke des Kiefers in der Mitte der Schneidezähne	19,5

[1]) Von M 3 ist der hinterste Teil der Krone — 5 mm — weggebrochen, doch ist durch den Eindruck des Zahnes im Gestein die Länge derselben festgestellt.

Ferner liegt noch ein zweiter Molar vor, offenbar aus der demselben Individuum gehörigen linken Kieferhälfte.

Equus cf. *germanicus* Nehr.

Unter den Gebißresten von Pferden befinden sich nur isolierte Zähne, und zwar:

a) ein Schneidezahn;

b) ein Prämolar eines Unterkiefers von 32 mm Länge und 21,5 mm Breite;

c) ein Unterkiefermolar, der 25 mm lang und 18 mm breit ist;

d) ein zweiter Prämolar eines linken Oberkiefers, dessen Länge an der Außenseite der Kaufläche 30 mm und dessen größte Breite 30 mm beträgt. Genau dieselbe Größe hat nach Alf. Nehring[1]) P 2 des Oberkiefers des Diluvialpferdes von Remagen (S. 93, Nr. 8).

Weiter sind vorhanden: ein Astragalus mit dazu gehöriger Tibia, deren oberer Teil abgebrochen ist, und Calcaneus. Der Astragalus hat an der Gelenkfläche für das Naviculare eine Breite von 62,0 mm und eine Höhe von 40,5 mm. Die Länge der großen Diagonale der Gelenkrolle beträgt 71,0 mm. — Bei einem zweiten, ebenfalls gut erhaltenen Astragalus beträgt die Breite der Gelenkfläche für das Naviculare 58 mm, die Höhe 39 mm und die Länge der Diagonale der Gelenkrolle 71,0 mm. (Vgl. Nehring, S. 137, die bezüglichen Maße der Diluvialpferde von Westeregeln und Thiede).

Castor (fiber) Antiqui Pohlig.

Von den vorliegenden, zusammengehörigen beiden Unterkieferhälften ist die rechte bis auf die hintere Partie vorzüglich erhalten: Condylus, Processus angularis und der oberste Teil von Processus coronoideus sind weggebrochen. Dem am Unterrande etwas beschädigten linken Kieferaste fehlt M 4 und die hintere Partie mit den Fortsätzen. Sämtliche Zähne sind sehr gut erhalten; die Schneidezähne zeigen an der Vorderseite die charakteristische rotbräunliche Färbung.

Durch die Güte des Prof. Dr. Pabst †, s. Z. Kustos des hiesigen Herzogl. naturwissenschaftlichen Museums, stand mir ein rezenter Schädel — nach Angabe der Etikette Nr. 1067 „*Castor fiber* von der Elbe“ — zur Verfügung. Der Schädel gehört sicher einem alten, sehr kräftigen Individuum an. Die

---

[1]) A. Nehring: Fossile Pferde aus deutschen Diluvialablagerungen und ihre Beziehungen zu den lebenden Pferden. Berlin 1884.

Fossil von Burgtonna		*Castor fiber*, rezent, Museum Gotha
Entfernung vom medialen Rande der Incisivalveole bis zum Vorderrande der Alveole des ersten Backenzahnes . .	26,5	36,0
Entferuung vom Hinterrande der Schneidezahnalveole bis zum Vorderrande der Alveole des ersten Backenzahnes . .	23,0	28,0
Entfernung von der tiefsten Einbuchtung zwischen Condylus und Processus coronoideus bis zum Vorderrande der Alveole des ersten Backenzahnes	50,0	55,0
Länge der Backenzahnreihe an den Alveolen	35,5	37,0
Höhe des horizontalen Astes an der tiefsten Stelle vor dem ersten Backenzahn hinter der Symphyse	23,5	27,0
Höhe des horizontalen Astes vom Vorderrande der Alveole des ersten Backenzahnes bis hinter den Absatz der Symphyse	28,0	35,5
Länge des ersten Backenzahnes an der Alveole	10,0	11,5
Größte Breite des zweiten Backenzahnes an der Alveole.	8,5	11,0
Breite je eines Schneidezahnes an der Schneide	8,0	9,0
Höhe der Schneidezähne vom medialen Rande der Alveole bis zur Schneide .	22,5	18,0

Längen der Backenzahnreihen des fossilen und rezenten Bibers zeigen keine wesentlichen Unterschiede (35,5 : 37,0), dagegen differieren die Kieferlängen vor und hinter den Backenzähnen sowie die Höhen der horizontalen Kieferäste beträchtlich. Der Burgtonnaer Biber war ein jüngeres, ausgewachsenes Tier.

Ferner liegen noch ein linker und ein rechter Oberkiefermolar vor; beide gehören zweifellos dem Träger der beiden Kieferhälften.

Über Biberfunde aus den geologisch gleichalterigen Kalktuffen von Taubach bei Weimar berichtet A. Portis[1]) und bemerkt, daß die von ihm aufgezählten Reste dem *Castor fiber* L. genau entsprechen. Maßangaben sind leider nicht beigefügt. A. Nehring erwähnt in „Über Wirbeltierreste von Klinge“[2]) einen Biber-Unterkiefer.

[1]) A. Portis: Über Osteologie von *Rhinoceros Mercki* Jäg. und über die diluviale Säugetierfauna von Taubach bei Weimar. Palaeontographica, Bd. XXV, 1878.

[2]) Neues Jahrb. f. Min., 1895, Bd. I.

Cricetus frumentarius Pallas.

Es liegt ein Schädelfragment vor, an dem der hintere Teil der Schädelkapsel fehlt; die Incisiven und Backenzähne sind ausgezeichnet erhalten.

	Fossil von Burgtonna	Rezent aus meiner Sammlung
Länge vom Hinterrande der Incisivalveole bis zum Vorderrande der Alveole des ersten Backenzahnes	15,5	16,0
Länge der Backenzahnreihe an den Alveolen	8,0	8,0
Länge des ersten Backenzahnes an der Krone	3,3	3,0
Breite des ersten Backenzahnes an der Krone	2,0	2,3
Breite des Zwischenkiefers am äußeren Rande der Incisivalveolen	6,0	6,5
Breite der Oberkiefer zwischen den Wülsten vor der Naht mit dem Zwischenkiefer	10,5	10,5
Breite des Gaumens zwischen dem Innenrande der Alveolen der zweiten Backenzähne	5,0	5,5
Höhe des Schädels vom Oberkieferrande vor dem ersten Backenzahn zur Orbitalleiste des Stirnbeins	13,3	14,0
Breite beider Schneidezähne an der Schneide	4,5	4,5

Der erste Backenzahn ist der größte, hat drei Wurzeln und drei stumpfe Querhöcker auf der Kaufläche; der zweite und dritte Backenzahn sind zweiwurzelig und haben je zwei stumpfe Querhöcker.

Das vorliegende Fossil stimmt mit dem mir zur Vergleichung dienenden rezenten Schädel eines Hamsters aus hiesiger Gegend vollständig überein. Die Zähne haben dieselbe Größe und Form; bei dem rezenten Tiere sind die Querhöcker stark abgekaut.

Der Hamster ist bereits aus anderen diluvialen Ablagerungen bekannt geworden. So erwähnt ihn A. Portis in der gedachten Arbeit aus dem Kalktuff von Taubach und bemerkt, daß die Zähne und die übrigen Knochen mehr als ein Dritteil größer sind als die entsprechenden Skeletteile eines erwachsenen Individuums dieser Art, das zur Vergleichung diente.

[1]) Johann N. Woldrich: Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwald, I. T., Wien 1880.

JOHANN N. WOLDŘICH[1]) gibt vom fossilen Hamster aus Winterberg und Vypustek (Mähren) u. a. folgende Maße des Schädels an: Länge der Backenzahnreihe (Alveolen) 8,8, 9,5 (der zweite Zahlenwert bezieht sich auf Vypusteck); Breite des Zwischenkiefers am äußeren Rande der Incisivalveolen 5,5, 8,0; Höhe des Schädels vom Oberkieferrand vor dem ersten Molar zur Orbitalleiste des Stirnbeins 12,0, 17,0; Breite beider Schneidezähne an der Schneide 3,5, 5,0.

Nach diesen Maßangaben hat der Hamster von Winterberg mit dem von Burgtonna gleiche Größe; beide werden aber an Größe von dem Individuum von Vypustek übertroffen.

Sorex vulgaris LINNÉ.

Von der Spitzmaus liegt ein Schädel in prächtiger Erhaltung vor. Im linken Oberkiefer sind sämtliche Zähne gut erhalten; im rechten Oberkiefer ist ein Molar und ein Prämolar ausgefallen.

JOHANN N. WOLDŘICH gibt in der vorerwähnten Arbeit, II. T., S. 9 und Taf. I, Fig. 2, Beschreibung und Abbildung eines Schädelfragmentes von *Sorex pygmaeus* PALLAS und fügt hier Maßangaben von *Sorex vulgaris* L. bei. Diese Größenverhältnisse passen gut auf das Burgtonnaer Fossil, das ich sonach für identisch halte mit *Sorex vulgaris* L.

Canis vulpes LINNÉ.

Vorhanden sind die Fragmente zweier Unterkieferhälften, die offenbar einem Individuum angehören. Am linken Kiefer-

Burgtonnaer Fossil		*Canis vulpes*, rezent, aus meiner Sammlung
Länge von M 2	8,0	7,5
Breite von M 2	5,3	5,5
Länge von M 1	15,0	15,0
Basallänge der Hauptspitze von M 1	5,0	5,3
Breite der Hauptspitze	5,0	5,0
Breite des Talon	5,3	5,5
Länge von P 4	9.3	9,5
Länge von P 3	8,5	9,0
Länge von P 2	8,0	8,0
Länge der Backenzahnreihe an den Alveolen	—	57,0
Länge der Backenzahnreihe von M 3 bis P 2 an den Alveolen	52,0	52,0
Höhe der Unterkieferhälfte unter M 1	14,0	14,0
- - - - P 2	11,0	11,5
Vom äußersten Teile des Condylus bis zum Vorderrande der Alveole des M 1	56,0	55,0

aste sind die Incisiven, Canin und P 1 sowie die hintere Partie mit den Fortsätzen weggebrochen, M 3 ist ausgefallen. An der rechten Kieferhälfte ist der vordere Teil bis zur Alveole des P 2 abgebrochen; die beiden letzten Molaren sind ausgefallen, der Condylus ist vorhanden. Die Zähne sind sehr gut erhalten.

Die Kiefer und Zähne des Burgtonnaer Fossils stimmen in Form und Größe vollkommen überein mit dem rezenten Exemplare eines ausgewachsenen jüngeren Tieres aus der Gegend von Langensalza.

K. Th. Liebe bemerkt in seiner Beschreibung „Die Lindenthaler Hyänenhöhle“ [1]), daß zwischen den daselbst gefundenen Resten des fossilen Fuchses und dem noch lebenden Fuchs nicht der geringste Unterschied bemerklich sei.

Auch Gottfried Hagmann sagt in seiner Arbeit über die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen [2]), daß der diluviale Fuchs mit dem rezenten vollständig übereinstimme.

Hyaena spelaea Goldf.

Die Höhlenhyäne ist vertreten durch das Bruchstück eines rechten Unterkieferastes mit P 2, P 3 und P 4 und der Alveole des ausgefallenen einwurzeligen M 1 (Reißzahn). An der vordersten Partie ist ein Teil der Symphyse erhalten, dagegen fehlen Incisiven und Canin; 4½ cm hinter der Alveole des Reißzahns ist der aufsteigende Ast weggebrochen.

Fossil von Burgtonna		*Hyaena spelaea* von Vöklinshofen, nach Gottf. Hagmann
Länge von P 4	24,0	24,5
- der Hauptspitze von P 4	16,5	17,3
- des Talon von P 4	7,0	7,0
Größte Breite von P 4	14,0	16,4
Länge von P 3	22,0	23,0
Größte Breite von P 3	16,0	16,0
Länge von P 2	16,0	16,0
Größte Breite von P 2	11,0	11,3
Länge der Backenzahnreihe, an den Alveolen gemessen [3])	77,0	—
Höhe der Kieferhälfte zwischen den Wurzeln von P 3 innen gemessen	41,0	—

[1]) Archiv f. Anthropolog., Bd. IX, 1876. — Geraer naturw. Verein, Jahresber. v. 1875.

[2]) Abhandlungen zur Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge, Heft III, Straßburg 1899.

[3]) Der Alveolarrand von M 1 ist ein wenig abgebröckelt.

Die Zähne zeigen gute Erhaltung, sind aber stark abgekaut, so daß der Kiefer einem älteren Tiere angehört haben muß.

Zur Vergleichung habe ich aus der bereits erwähnten Arbeit von Gottf. Hagmann die Maßangaben aus Tabelle 5 von *Hyaena spelaea* von Vöklinshofen angeführt. Die Dimensionen zeigen überraschende Übereinstimmung. Außerdem befinden sich in meiner Sammlung 6 Koprolithen von *Hyaena spelaea* aus dem Kalktuff von Burgtonna. Sie sind gut erhalten und lassen die zermalmte Knochenmasse noch deutlich erkennen.

Die von K. Th. Liebe aus der Lindenthaler Hyänenhöhle erwähnten Hyänen-Koprolithen habe ich im vorigen Sommer in der geol. Landessammlung des Fürstl. Gymnasiums in Gera (Reuß) zu sehen Gelegenheit gehabt. Sie gleichen ganz den Koprolithen von Burgtonna.

A. Portis zählt in der mehr gedachten Arbeit bei den Hyänenresten aus dem Kalktuff von Taubach zwei Koprolithen mit auf, die sich im Münchner Museum befinden.

Felis spelaea Goldf.

Es liegt das Bruchstück einer rechten Unterkieferhälfte vor. Der wagerechte Ast ist 2,5 cm hinter dem Reißzahn abgebrochen und reicht nach vorn bis zur Hinterwand der Alveole des Canin und innen bis zum oberen Teile der Symphyse. Der untere Kieferrand ist von P 3 an etwas beschädigt. Der Reißzahn, P 4 und Canin sind sehr gut erhalten, dagegen ist P 3 ausgefallen. — Die Arbeiten von Gottfried Hagmann[1]) und Wilhelm von Reichenau[2]) dienten mir zur Vergleichung.

Der Reißzahn ist außen an den Schneiden der Zacken stark abgeschliffen. Prämolar 4 ist mit dem Hinterrande aus der Reihe nach außen und nach hinten gerückt, so daß der vordere Außenrand von M 1 durch den hinteren Innenrand von P 4 bedeckt und die Gesamtlänge der Backenzähne um ca. 4 mm verkürzt wird. — Die zweiwurzelige Alveole von P 3 ist gut erhalten; die Wurzeln der beiden Prämolaren stehen nicht vertikal im Kiefer, sondern schräg, mit den Wurzelspitzen nach vorn geneigt. Das kleine Foramen steht unter der hinteren Wurzel von P 3 (vorderstem Prämolar). Die Alveole des Canin ist nur zum Teil erhalten; die frische Bruchstelle zeigt, daß die Beschädigung des Knochens erst bei der Ausgrabung er-

---

[1]) Die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen (Elsaß). I. T. Raubtiere und Wiederkäuer mit Ausnahme der Rinder. Straßburg 1899.

[2]) Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach. Darmstadt 1906.

Burgtonna		*Felis spelaea* var.? von Vöklinshofen. Nach GOTTF. HAGMANN (Tab. 7)	*Leo fossilis* von Mosbach. Nach WILH. v. REICHENAU.	
			Museum Darmstadt (S. 307)	Museum Mainz (S. 307)
Länge von M 1 (Reißzahn) von der vorderen bis zur hinteren Cingulumspitze	30,5	27,0	31,0	28,0
Länge der vorderen Schneide	11,5	12,2	—	—
Länge der hinteren Schneide	16,0	13,0	—	—
Größte Breite von M 1	15,0	14,5	16,0	15,0
Höhe der Krone am Hinterzacken, außen gemessen	18,0	—	21,0	—
Höhe der Krone am Vorderzacken . . .	19,0	—	20,0	—
Länge von P 4, außen gemessen	26,0	26,0	28,5	27,2
Basallänge der Hauptspitze von P 4, labial gemessen	12,5	11,5	—	—
Größte Breite von P 4	14,0	13,0	12,0	12,8
Länge von P 3 (Alveole)	18,0	—	18,2	16,0
Länge der Backenzahnreihe bis zum Canin .	90,5	90,0	—	—
Länge der Backenzahnreihe, alveolar . . .	73,0	—	80,0	75,0
Höhe des wagerechten Astes, am Vorderrande der Alveole von P 3 gemessen	52,0	—	53,0	43,0

folgte. Der Canin, der schon etwas angekaut ist, hat eine Gesamtlänge von der Kronenspitze bis zur Wurzelspitze, geradlinig gemessen, von 97 mm. Die Wurzel erscheint nach vorn seitlich etwas zusammengedrückt und hat einen Längsdurchmesser von 27 mm und einen Querdurchmesser von 20 mm. Die Krone hat an der Schmelzbasis, hinten an der kräftigen Schneide gemessen, eine Höhe von 41 mm, der Querdurchmesser derselben beträgt 19 mm und der Längsdurchmesser 24 mm. Der Schmelz ist an der hinteren Außenseite durch Reibung am Oberkiefercanin abgeschliffen; die Krone zeigt an dieser Seite besser nach vorn eine scharfe vertikale Furche und an der Innenseite eine vom Schmelzrande nach der Spitze verlaufende stark ausgeprägte Leiste.

Bei dieser Kieferhälfte befand sich ein zweifellos demselben Individuum gehöriger linker Oberkiefercanin, der eine Gesamtlänge von der Kronenspitze bis zur Wurzelspitze, in gerader Linie gemessen, von 113 mm hat, die Kronenhöhe beträgt, hinten unter der sich zur Spitze ziehenden kräftigen Schneide gemessen, 50 mm. Der vordere Teil der Kronenspitze ist etwas abgeschliffen und hat sowohl auf der Außen- als auch auf der Innenseite je zwei fast parallel nach der Spitze verlaufende scharfe Furchen.

Der kräftige Zahnbau sowie die abgeschliffenen und angekauten Zähne charakterisieren den Löwen von Burgtonna als ein älteres, starkes Individuum. Diese Fossilreste sind sehr selten.

Felis magna Bourguignat.

Zu dieser Art gehört das vorliegende Bruchstück einer rechten Unterkieferhälfte, an der Incisiven und Canin sowie die hintere Partie mit den Fortsätzen weggebrochen sind. Die dunkelbräunlich glänzenden Zähne sind vorzüglich erhalten. — Als Vergleichsmaterial diente mir die von Johann N. Woldřich in der mehrgenannten Arbeit, II. T., S. 68 u. 69, Taf. IV, Fig. 2, gegebene Beschreibung und Abbildung dieser Art.

Fossil von Burgtonna		Fossil von Zuzlawitz bei Winterberg, nach Joh. N. Woldrich.
Länge der Backenzahnreihe an den Alveolen	24,0	24,1
Länge von P 3	6,5	6,5
- - P 4	8,0	8,5
Länge von M 1 (Reißzahn)	9,5	10,0
(Die Zähne sind von der vorderen bis zur hinteren Cingulumspitze gemessen.)		
Höhe des horizontalen Astes hinter M 1	14,0	—
- - - - am Hinterrande der Alveole von P 3	12,0	—
Höhe des horizontalen Astes vor P 3	—	10,5

Die kleinen Nebenhöcker am Hinterrande der beiden Prämolaren sind an dem Burgtonnaer Fossil abgekaut, ebenso die Spitze von P 4; der Reißzahn ist außen etwas abgeschliffen. Die Prämolaren erscheinen nur ein klein wenig schlanker als auf der erwähnten Abbildung.

Nach den obigen Maßangaben stimmt das Burgtonnaer Fossil vollkommen überein mit *Felis magna* Bourguignat.

Bison priscus Boj.

Bison priscus ist vertreten durch ein rechtes Unterkieferfragment mit P 2, P 3, M 1, M 2 und M 3; P 1 ist an dem Alveolarrande abgebrochen. Der größere Teil der Symphyse ist außer den Incisiven erhalten. Condylus und der oberste Teil vom Processus coronoideus fehlen. Die Gesamtlänge des erhaltenen Fossils beträgt von der Symphyse in der Richtung des Process. coronoid., in gerader Linie gemessen, ca. 41,5 cm, davon entfallen auf den Teil hinter dem dritten Molar 12,8 cm. Der Kieferast liegt mit der Außenseite der drei Molaren und der hinteren Partie auf einem kleinen Kalktuff-Block; der vordere Teil des Kiefers ist frei; die Zähne sind in gutem Zustande.

Fossil von Burgtonna		Nach O. Phleps[1]
Länge der Backenzahnreihe von P 1 bis M 3 an den Alveolen	175,0	157,0
Länge von M 3 an der Kaufläche . . .	51,0	46,0
- - M 2 - - - . . .	32,0	32,0
- - M 1 - - - . . .	25,0	26,0
Länge von P 3 an der Kaufläche . . .	25,0	—
Größte Breite von P 3	15,0	—
Länge von P 2 an der Kaufläche . . .	19,5	—
Größte Breite von P 2	13,5	—
Höhe des horizontalen Kieferastes hinter M 3	77,0	—
(Die Ansatzstelle ist schon etwas abgerieben, deshalb nicht ganz genau.)		
Höhe des horizontalen Kieferastes an der Alveole von P 1	45,0	—
Höhe des horizontalen Astes an der niedrigsten Stelle hinter der Symphyse	32,5	—

Weiter liegen vor an isolierten Zähnen: Zwei Oberkiefer-Molaren, von denen der größte an der Kaufläche 36,0 mm lang ist und der dritte Molar eines rechten Unterkiefers (47,0 lang und 20,0 breit); die Zähne sind gut erhalten.

Von anderen Skeletteilen sind vorhanden:

a) Bruchstück eines linken Humerus, an dem der obere Teil fehlt.

[1]) Phleps, Otto: Über das Skelett eines weibl. *Bison priscus* Boj. aus dem Diluvium Siebenbürgens. Hermannstadt 1907.

Fossil von Burgtonna	*Bison priscus* von Bretten. Nach REHMANN und A. ECKER[1])	*Bison priscus* von Zuzlawitz. Nach J. N. WOLDŘICH[2])	Nach O. PHLEPS
Größte Breite der Rolle, quer gemessen 114—115,0	115,0	111,0	109,0

b) Ein Astragalus.

von Burgtonna	von Bretten[3])
Größte Länge an der lateralen Rollkante[4]) 102—103,0	97,0
Größte Länge an der medialen Rollkante 95,0	91,0
Größte Breite an der oberen hinteren Rolle . . . . 66—67,0	62,0
Größte Breite an der unteren vorderen Rolle 69,0	66,0

c) Radius mit Ulna und Metacarpus.

Cervus (elaphus) Antiqui POHL.

Von Gebißresten sind in meiner Sammlung vorhanden:

1. Ein rechtes Unterkieferfragment mit P 4, M 1, M 2 und M 3; die Zähne sind sehr abgekaut, sonst in gutem Zustande.

2. Die guterhaltene linke Backenzahnreihe eines Unterkieferbruchstückes, dem nur P 2 fehlt; die innere Seite mit der Kaufläche liegt im Kalktuff.

3. Die losen Zähne zweier Oberkiefer und eine größere Anzahl isolierter Zähne.

Weiter liegen vor:

a) Fünf zusammengehörige Halswirbel, und zwar der 2., 3., 4., 5. und 7., sowie vier Lendenwirbel.
b) Eine fast vollständige Stange mit langem Augensproß.
c) Ein Stangenfragment mit schöner „Rose“.
d) Zwei starke Stangenstumpfe mit teilweise erhaltener Rose.

---

[1]) REHMANN und A. ECKER: Zur Kenntnis der quartenären Fauna des Donautales. Archiv f. Anthropologie, Bd. 9, S. 81.

[2]) J. N. WOLDŘICH: a. a. O., I. T., S. 48.

[3]) Nach REHMANN und ECKER: a. a. O.

[4]) Ansatzstelle ein wenig abgerieben.

I.		II. (Messungen außen an der Basis)
Länge der drei Molaren	78,0	82,0
- von M 3	35,0	34,0
- des vorderen Prisma	13,5	13,0
- - hinteren Prisma	10,0	10,0
Breite - vorderen Prisma	16,0	—
- - hinteren Prisma	10,0	—
Länge von M 2	24,0	25,0
- des vorderen Prisma	13,0	13,0
- - hinteren Prisma	11,0	12,0
Breite - vorderen Prisma	15,5	—
- - hinteren Prisma	16,0	—
Länge von M 1 (außen)	20,0	23,0
- des vorderen Prisma	10,5	12,0
- - hinteren Prisma	8,5	11,0
Breite - vorderen Prisma	13,5	—
- - hinteren Prisma	14,0	—
Länge von P 4	19,0	20,0
Breite - P 4	12,0	—
Länge - P 3	—	18,0
Länge der Backenzahnreihe von M 3 bis P 4 an den Alveolen	97,0	—
Länge der Backenzahnreihe von M 3 bis P 3, über den Alveolen gemessen	—	120,0

e) Ein etwas schwächerer Stangenstumpf.

f) Zwei Scapulae von verschiedener Größe, die oberen Ränder sind abgebrochen.

g) Ein vorzüglich erhaltener linker Metatarsus mit stark ausgeprägter Längsfurche.

Länge desselben an der Außenseite mit Rolle	300,0
Breite des oberen Teils an der Gelenkfläche	42,0
- am unteren Gelenk, hinten gemessen	48,0
- in der Mitte	28,0
Dicke am oberen Gelenk	45,0
- über dem unteren Gelenk	31,0
- an der schwächsten Stelle	24,0

H. Pohlig gibt in „Cerviden des thüringischen Diluvial-Travertins“ (1892) in Taf. XXIV, Fig. 8, die Abbildung eines Taubacher Metatarsal (zu Braunschweig) und bemerkt S. 250 hierzu, daß es seines Wissens der einzige bisher aus den Travertinen gefundene, vollständige lange Knochen von Cervus sei, und daß ein solcher Fund zu den größten Seltenheiten gehöre. (Leider sind keine Maßangaben beigefügt.)

So können wir diesem seltenen Funde ein zweites Exemplar von Burgtonna zur Seite stellen.

Cervus capreolus L.

Es liegt das Bruchstück einer linken Unterkieferhälfte mit M 1, M 2, M 3 und den abgebrochenen Wurzeln von P 4 vor. An dem dritten Molar, der im Durchbruch begriffen und noch nicht im Gebrauch gewesen ist, ist das hintere Prisma mit dem Kieferaste weggebrochen. Der erste Molar ist abnorm gebildet, hat anstatt zwei, drei vollständig ausgebildete Prismen mit Basalwarzen.

Länge von P 4 an der Alveole	13,0
- - M 1 an der Kaufläche	20,0
Breite - M 1, am mittleren Prisma gemessen	9,0
Länge - M 2 an der Kaufläche	18,0
- des hinteren Prisma von M 2	9,0
Breite desselben	10,0
Länge des ersten und zweiten Prisma von M 3	19,0
Höhe des horizontalen Kieferastes unter M 3	27,5
- - - - am Vorderrande der Alveole von M 1	20,0

Ferner liegen noch mehrere isolierte Zähne vor.

Es ist noch zu bemerken, daß in dem Interglazial von Burgtonna auch *Emys europaea* (Museum Gotha) und nach von Schlotheims Angabe eine Fischspezies gefunden worden ist.

Bei einer Vergleichung der Säugetierfauna von Burgtonna mit der oben erwähnten Liste von Weimar—Taubach vermissen wir an ersterer Fundstelle unter den Carnivoren: *Meles taxus*, *Mustela martes*, *Lutra vulgaris*, *Canis lupus* und *Felis antiqua*. Wenn die von H. Pohlig als „sehr selten" bezeichneten Arten bis jetzt von Burgtonna noch nicht festgestellt werden konnten, so dürfte das wohl nicht in einem absoluten Fehlen begründet, vielmehr durch die Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse sowie die Unachtsamkeit der Arbeiter und die fehlende Übersicht über das gesamte Fundmaterial zu erklären sein.

Der von H. Pohlig in „Cerviden des thüringischen Diluvial-Travertins" (1892) beschriebene *Cervus (alces) latifrontis* Dawk. von Taubach ist nach E. Wüst[1]) nicht an diesem Orte, sondern bei Süssenborn gefunden worden. Diese Ablagerungen sind aber geologisch gleichalterig mit den Mosbacher Sanden, woselbst auch *Alces latifrons* nachgewiesen ist. Die von Pohlig in demselben Werke beschriebenen und abgebildeten Stangenreste von *Cervus tarandus* von Weimar-Taubach gehören sicher jüngeren

[1]) E. Wüst: Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1900.

Schichten an, ebenso *Spermophilus*, und kommen deshalb für Burgtonna nicht in Betracht.

Das Vorkommen von *Elephas primigenius* Blum. aus den Kalktuffen von Burgtonna ist meines Wissens nicht bekannt geworden[1]). Von dieser Fundstelle sind dagegen nachgewiesen: *Canis vulpes*, *Felis magna* und *Sorex vulgaris*, die von Weimar-Taubach noch nicht festgestellt worden sind.

Aus dem Vorstehenden ist ersichtlich, daß in der Säugetierfauna von Burgtonna und der von Weimar—Taubach wesentliche Unterschiede nicht vorhanden sind. Denn das Fehlen der einen oder andern Spezies an einem Orte hat keinen Einfluß auf den Gesamtcharakter der Fauna.

Auch A. Weiss hat in der bereits genannten Arbeit zahlenmäßig festgestellt, daß in der Conchylienfauna von Burgtonna—Gräfentonna und Weimar—Taubach die gleichen Verhältnisse bestehen.

Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß bei Taubach sich die Fundverhältnisse schon deshalb viel günstiger als bei Burgtonna gestalteten, weil an ersterem Orte die Fossilreste meist in losem Tuffsande und hauptsächlich in einer bestimmten Schicht lagerten. Hatte doch der Urmensch von Taubach auf seiner zeitweiligen Niederlassungsstätte daselbst durch das Hineinwerfen der Abfälle seiner Jagdbeute in den damaligen sumpfigen See ein wahres Knochenlager aufgespeichert. So war es möglich, daß seit etwa 50 Jahren auf kleinem Raum eine erstaunliche Menge von Knochen und Zähnen, insbesondere der großen diluvialen Huftiere und des Bären, bei dem Steinbruchsbetriebe für die Wissenschaft zutage gefördert werden konnten. Die prächtige Sammlung der Taubacher Funde im städtischen Museum in Weimar gibt hiervon Zeugnis. Die Taubacher Fundstelle ist jetzt erschöpft, dagegen ist in neuester Zeit eine neue Fundstelle in den Tuffbrüchen von Ehringsdorf bei Weimar entdeckt worden.

Von den aus den Kalktuffen von Burgtonna bis jetzt sicher nachgewiesenen Säugetieren leben in unserer Gegend heute noch: Fuchs, Hamster, Spitzmaus, Reh und Edelhirsch; dagegen sind ausgestorben: *Elephas antiquus* Falc., *Rhinoceros Mercki* Jäg., *Hyaena spelaea* Goldf., *Felis spelaea* Goldf.[2]), *Felis magna* Bourg. und *Cervus euryceros* Aldr. Verschiedene Forscher sind der Ansicht, daß der diluviale Löwe nichts weiter als eine nordische Rasse von *Felis leo* gewesen sei, analog der in Südsibirien vor-

[1]) Vgl. Nova Acta Leopold., Bd. **57**, S. 314 (1892).

[2]) Vgl. Max Weber: Die Säugetiere. Jena 1904.

kommenden nordischen, dichtbehaarten Rasse von *F. tigris*. Auch sehen andere in *Hyaena spelaea* nur eine nordische Rasse von *H. crocuta*[1]).

Der Biber und die Sumpfschildkröte *(Emys europaea)* sind aus unserer Gegend ausgewandert. Die Sumpfschildkröte bewohnt jetzt den Nordosten Deutschlands bis nach Pommern hin.

Eine ganz besondere Bedeutung erhalten aber die Kalktuffe durch die in ihnen aufgefundenen Spuren von Kulturresten des paläolithischen Menschen.

Im Sommer 1889 kaufte ich von dem inzwischen verstorbenen Steinbruchbesitzer TH. STEIN in Burgtonna die oben beschriebene rechte Unterkieferhälfte von *Bison priscus* BOJ. Das Fossil lagert auf einem kleinen Kalktuff-Block, der 10—12 cm hoch, 31 cm lang und 18 cm breit ist. Der untere Teil des Gesteins, der mit seiner ebenen Schichtfläche auf Tuffsand gelegen hat, besteht 4 cm hoch aus einem festen, dichten, gelblichgrauen Kalktuff, der nach oben eine grusigsandige, jedoch feste Beschaffenheit und rostbraune Färbung annimmt. Hier wird der Tuff von schwarzen, kohligen, teils schmäleren, teils breiteren Streifen unregelmäßig durchzogen, die sich an der aufliegenden Kieferhälfte an vier Stellen als Verbrennungsspuren über den Unterrand nach oben fortsetzen. Die Oberfläche des Kiefers ist hier stark angekohlt, und der vordere Teil ist von den Brandstellen ganz durchdrungen. Auch findet sich in den Rissen des Knochens kohlige Substanz. Die Molaren des Kiefers sowie der hintere Teil desselben werden von dunkelgrauem, sehr porösem, festen Kalktuff umgeben, der ebenfalls von schwarzen, kohligen Streifen durchzogen wird. An dem letzten Prämolar ist das Gestein frisch abgesprengt, wobei der Kieferast quer durchbrochen wurde, wie die frische Bruchstelle zeigt. An dem Unterrande und hinteren Teile des Kiefers ist das Gestein frisch abgeschlagen, offenbar um es zum besseren Transport möglichst zu verkleinern.

Nachdem ich mir im städtischen naturwissenschaftlichen Museum in Weimar wiederholte Male die prähistorischen Funde von Taubach und Ehringsdorf angesehen habe, kann bei mir kein Zweifel darüber bestehen, daß durch das beschriebene Fundstück auch bei Burgtonna die Spuren einer Feuerstelle des Urmenschen entdeckt worden sind.

Der Einschluß der Kohlen- und Aschenreste in dem festen Gestein und besonders die Brandspuren an der aufliegenden

[1]) Vgl. A. NEHRING: Über den Charakter der Quartärfauna von Thiede b. Braunschweig. N. Jahrb. f. Min. 1889, Bd. I.

Kieferseite, die ich z. T. erst freigelegt habe, läßt nur die Annahme zu, daß die Einbettung des Fossils mit den Verbrennungsspuren während der Absetzung der Kalktuffe erfolgt sein kann. Der Kieferast des Wisents ist offenbar nach Entfernung seiner Weichteile direkt mit dem Lagerfeuer, an dem sich der Urmensch sein Mahl bereitete, in Berührung gekommen, und der Knochen ist ohne jede Verrückung aus seiner ursprünglichen Lage eingesintert worden, wie die kohligen Verbindungsstellen des Gesteins und Fossils erkennen lassen.

Im Interesse der Wissenschaft ist es sehr zu bedauern, daß s. Zt. das Niveau der Schicht, der dieser Fund entnommen worden ist, nicht festgestellt und die Ausdehnung der Feuerstelle nicht untersucht werden konnte. Als ich das Fossil kaufte, hatte ich nur ein paläontologisches Interesse an demselben, die prähistorischen Spuren waren mir damals ganz entgangen, sonst würde eine sofortige nähere Untersuchung der Fundstelle meinerseits nicht unterblieben sein. So lag der Kieferast mit andern Fossilien jahrelang verpackt; erst jetzt, da ich bei Bestimmung meiner Burgtonnaer Funde das betr. Gestein mit dem Kiefer eingehender untersuchte, wo gelegentlich der Bloßlegung des letzteren die schwarzen Stellen noch deutlicher hervortraten, überzeugte ich mich von der prähistorischen Bedeutung dieses Fundstückes.

Die Untersuchung der in das Gestein eingesprengten Kohlenreste sowie des angekohlten Knochens durch einen Chemiker mußte mir erwünscht erscheinen. Ich bat deshalb Herrn Dr. H. Sänger in Gotha unter Vorlage des nötigen Materials um eine Untersuchung nach dieser Richtung. Er war in liebenswürdigster Weise hierzu bereit und konnte mir zu meiner Freude das Vorhandensein von Kohle bestätigen.

Es sei mir gestattet, Herrn Dr. H. Sänger auch an dieser Stelle für seine Untersuchungen meinen besten Dank auszusprechen.

Ich möchte hierbei nicht unterlassen, einer Bemerkung von J. C. Freiesleben aus seiner geognostischen Reise durch Thüringen[1]) über Burgtonna zu gedenken. Er sagt S. 47: „. . . besuchte in Burgtonna einige von den unterirdischen Tuffsteinbrüchen. Der Tuffstein nahe am Tage ist aufgelöst und zu einer trockenen, zerreiblichen, gelblichgrauen Erde geworden, in welcher häufige Teile von Landtieren und Landpflanzen, calcinierte Flußmuscheln, Holzkohlen usw. liegen.“

---

[1]) Geognostisch-bergmännische Beobachtungen auf einer Reise durch Saalfeld, Camsdorf und einen Teil Thüringens. 1792.

War mir auch früher die Mitteilung über das Vorkommen von Holzkohle an diesem Orte nicht recht verständlich, so haben in neuerer Zeit die prähistorischen Funde von Taubach und Ehringsdorf hierüber Aufschluß gegeben. Die Annahme, daß s. Z. der Geologe Freiesleben an einer der unterirdischen Grubenwände den Anschnitt einer prähistorischen Feuerstelle beobachtet hat, muß als begründet erscheinen.

Weitere Spuren von der Anwesenheit des Urmenschen bei Burgtonna geben einzelne Funde von bearbeiteten Feuersteinen. Im Sommer 1903 fand ich im Zautnerschen Tuffsteinbruch an der senkrecht abgearbeiteten nördlichen Bruchwand etwa 4 m tief auf einer hervorragenden Bank ein kleines Feuersteinmesserchen. Später fand ich in der Nähe dieses Bruches auf dem Felde ein ebenfalls bearbeitetes Stück Feuerstein. — Leider habe ich früher nicht auf diese Funde geachtet, ich könnte jetzt sicher über mehrere dieser Objekte verfügen.

Manuskript eingegangen am 6. Dezember 1908.]

Rechnun

der Deutschen geologischen Gesell

Konto I.

Einnahme un

Titel	Kapitel	Der Voranschlag betrug ℳ	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Ga ℳ
			Aus dem Jahre 1907 übernommener Bestand				5
			Einnahmereste.				
			Beiträge lt. Liste	1			3
I	a	9 700	Mitgliederbeiträge.				
			Bei der Kasse direkt eingegangen	2	2 120	40	
			Durch Nachnahme eingezogen	3	1 454	01	
			Von der COTTAschen Buchhandlung . . .	4	630	25	
			do. . . .	5	270	10	
			do. . . .	6	180	75	
			do. . . .	7	360	60	
			do. . . .	8	1 221	96	
			do. . . .	9	1 161	55	
			do. . . .	10	1 431	25	
			do. . . .	11	951	44	
			do. . . .	12	1 171	30	
			do. . . .	13	440	36	
			do. . . .	14	410	10	
			do. . . .	15	170	—	
			do. . . .	16	130	10	
			do. . . .	17	130	05	
					12 234	22	
			Davon gehen ab die obigen Resteinnahmen		390	—	
			Summe I a				11 8
		9 700	Seitenbetrag				12 7

schluss

Berlin für das Jahr 1908.

Konto I.

des Kassierers.

Kapitel	Der Voranschlag betrug M	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen M.	Im Einzelnen ₰	Im Ganzen M.	Im Ganzen ₰
		Druck der Zeitschrift.					
a	3 700	*Zeitschrift.*					
		Buchdruckerei STARKE, Berlin	1/3	500	—		
		do.	4/5	297	80		
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Berlin . . .	6	764	15		
		do. . . .	7	832	10		
		do. . . .	8/9	735	60		
		do. . . .	10	881	80		
		Summe Titel I a				4 011	45
c	1 800	*Monatsberichte.*					
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Berlin . . .	11/12	391	75		
		do. . . .	13	420	25		
		do. . . .	14	116	75		
		do. . . .	15	183	50		
		do. . . .	16	97	55		
		do. . . .	17	145	25		
		do. . . .	18/19	263	90		
		do. . . .	20	214	95		
		do. . . .	21	4	—		
		do. . . .	22	146	75		
		do. . . .	23/24	377	90		
		do. . . .	25	207	95		
		Summe Titel I c				2 570	50
	5 500	Seitenbetrag				6 581	95



Rechnungsabschluss

der Deutschen geologischen Gesellschaft Berlin für das Jahr 1908.

Konto I. | Konto I.

Einnahme und Ausgabe des Kassierers.

Titel	Kapitel	Der Voranschlag betrug M	Einnahme	Nr der Belege	Im Einzelnen M	₰	Im Ganzen M	₰
			Aus dem Jahre 1907 übernommener Bestand				528 [illegible]	
			Einnahmereste.					
			Beiträge lt. Liste	1			390 [illegible]	
I	a	9 700	Mitgliederbeiträge.					
			Bei der Kasse direkt eingegangen	2	2 120	40		
			Durch Nachnahme eingezogen	3	1 454	01		
			Von der Cottaschen Buchhandlung . . .	4	630	25		
			do. . . .	5	270	10		
			do. . . .	6	180	75		
			do. . . .	7	360	60		
			do. . . .	8	1 221	96		
			do. . . .	9	1 161	55		
			do. . . .	10	1 431	25		
			do. . . .	11	951	44		
			do. . . .	12	1 171	30		
			do. . . .	13	440	36		
			do. . . .	14	110	10		
			do. . . .	15	170	–		
			do. . . .	16	130	10		
			do. . . .	17	130	05		
					12 234	22		
			Davon gehen ab die obigen Resteinnahmen		390	–		
			Summe Ia				11 84[illegible]	
		9 700	Seitenbetrag				127[illegible]	

Kapitel	Der Voranschlag betrug M	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen M	₰	Im Ganzen M	₰
		Druck der Zeitschrift.					
a	3 700	*Zeitschrift.*					
		Buchdruckerei Starke, Berlin	1/3	500	–		
		do.	4 5	297	80		
		Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin . . .	6	764	15		
		do. . . .	7	832	10		
		do. . . .	8 9	735	60		
		do . . .	10	881	80		
		Summe Titel Ia				4 011	45
	1 800	*Monatsberichte.*					
		Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin . . .	11 12	391	75		
		do. . . .	13	420	25		
		do. . . .	14	116	75		
		do. . . .	15	183	50		
		do. . . .	16	97	55		
		do. . . .	17	145	25		
		do. . . .	18 19	263	90		
		do. . . .	20	214	95		
		do. . . .	21	4	–		
		do. . . .	22	146	75		
		do. . . .	23/24	377	90		
		do. . . .	25	207	95		
		Summe Titel Ic				2 570	50
	5 500	Seitenbetrag				6 581	95

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrug M.	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen M.	Im Einzelnen ₰	Im Ganzen M.
		9 700	Übertrag				12 762
II	a	1 400	Verkauf der Zeitschrift.				
			COTTAsche Buchhandlung	18	1 716	25	
			Geh. Bergrat KEILHACK, für alte Bände . .	19/20	50	—	
			E. SPANDEL, Nürnberg, do. . .	21	199	—	
			Dr. BERGEAT, Clausthal, do. . .	22	289	—	
			Dr. ANDREE, Clausthal, do. . .	22	373	—	
			Dr. VACEK, Wien, do. . .	22	74	—	
			VON LÖWENSTEIN, Essen, do. . .	23	78	—	
			Dr. HAMM, Osnabrück, do. . .	24	35	—	
			Dr. WEISE, Plauen, do. . .	25	24	—	
			Prof. HOLZAPFEL, Straßburg, do. . .	26	50	—	
			Dr. MICHAEL, Berlin, do. . .	27	118	—	
			Prof. HIBSCH, Tetschen, do. . .	28	12	—	
			A. HAHN, Idar, do. . .	29	214	—	
			Dr. SALFELD, Göttingen, do. . .	30	22	—	
			Geh. Hofrat PENCK, Berlin, do. . .	31	26	—	
			MAYER & MÜLLER, für 5 Hefte	32	20	—	
			Dr. HAARMANN, für alte Bände	33/34	12	—	
			Generaldirektor GRÄSSNER, für alte Bände	35	24	—	
			Geh. Oberbergrat LEPSIUS, Darmstadt, do.	36	152	—	
			Oberförster BEHLEN, Haiger, do.	37	48	—	
			HIMMICHHOFFER, Konstantinopel, do.	38	6	—	
			FRANK u. v. LINSTOW, für Zeitschriften . .	39	3	70	
			Summe II a				3 545
	b	50	Verkauf des Registers.				
			COTTAsche Buchhandlung, lt. Beleg	15	4	50	
			do.	17	23	30	
			do.	18	22	50	
			A. HAHN, Idar, lt. Beleg	29	4	50	
			Dr. K. ANDREE, Clausthal, ...	40	4	65	
			Summe II b				59
		11 150	Seitenbetrag				16 367

Kapitel	Der Voranschlag betrug M.	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen M.	₰	Im Ganzen M.	₰
	5 500	Übertrag				6 581	95
		Druck der Tafeln.					
b	1 800	MEISENBACH, RIFFARTH & Co., Schöneberg	26/32	72	37		
		do.	33/38	73	30		
		do.	39/47	75	17		
		do.	48/53	37	93		
		do.	54/61	87	76		
		A. FRISCH, Berlin	63/67	108	20		
		do.	68	74	50		
		do.	69/70	200	—		
		do.	71/72	344	—		
		do.	73/74	97	—		
		do.	75	126	60		
		do.	76	97	50		
		do.	77	6	—		
		do.	78	90	40		
		do.	79/80	18	50		
		do.	81/82	6	—		
		Lithographisches Institut Berlin	83	374	50		
		Universitäts - Buchdruckerei Dr. WOLF & SOHN, München	84/85	228	50		
		Zeichner PÜTZ, Berlin	86	60	—		
		do.	87	51	—		
		do.	88	57	—		
		do.	89	169	—		
		Zeichner TÖBBICKE, Berlin	90	17	—		
		Zeichner SCHARFENBERGER, Straßburg . .	91/92	85	—		
		Lithogr. Anstalt von GILTSCH, Jena . . .	93/94	16	—		
		MARG. FROMM, Königsberg	95/96	165	—		
		ANT. BIRKMAIER, Tübingen	97/97a	30	—		
		Summe Titel Ib				2 768	23
		Bibliothek					
a	500	HOFFMANN, Berlin, für Einbände	98	81	15		
b	500	do.	99	139	90		
		do.	100	204	75		
		do.	101	166	70		
		Frau WÖHLERMANN für Hilfeleistung . . .	102	50	—		
		do. . . .	103	3	75		
	8 300	Seitenbetrag		646	25	9 350	18



Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ
		9 700	Übertrag				12 7[illegible]
II	a	1 400	Verkauf der Zeitschrift.				
			Cottasche Buchhandlung	18	1 716	25	
			Geh. Bergrat Keilhack, für alte Bände . .	19 20	50		
			E. Spandel, Nürnberg, do. . .	21	199		
			Dr. Bergeat, Clausthal, do. .	22	289	—	
			Dr. Andree, Clausthal, do. .	22	373		
			Dr. Vacek, Wien, do. . .	22	74	—	
			von Löwenstein, Essen, do. .	23	78		
			Dr. Hamm, Osnabrück, do. .	24	35	—	
			Dr. Weise, Plauen, do. . .	25	24	—	
			Prof. Holzapfel, Straßburg, do. . .	26	50		
			Dr. Michael, Berlin, do. . .	27	118	—	
			Prof. Hibsch, Tetschen, do. . .	28	12		
			A. Hahn, Idar, do. . .	29	214	—	
			Dr. Salfeld, Göttingen, do. . .	30	22		
			Geh. Hofrat Penck, Berlin, do. . .	31	26	—	
			Mayer & Müller, für 5 Hefte	32	20		
			Dr. Haarmann, für alte Bände	33 34	12	—	
			Generaldirektor Grässner, für alte Bände	35	24	—	
			Geh. Oberbergrat Lepsius, Darmstadt, do.	36	152	—	
			Oberförster Behlen, Haiger, do.	37	18		
			Himmichhoffer, Konstantinopel, do.	38	6		
			Frank u. v. Linstow, für Zeitschriften . .	39	3	70	
			Summe IIa				3 545 [illegible]
	b	50	Verkauf des Registers.				
			Cottasche Buchhandlung, lt. Beleg . . .	15	1	50	
			do.	17	23	30	
			do.	18	22	50	
			A. Hahn, Idar, lt. Beleg	29	1	50	
			Dr. K. Andree, Clausthal, ...	40	1	65	
			Summe IIb				[illegible]
		11 150	Seitenbetrag				16 [illegible]

Kapitel	Der Voranschlagbetrag	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
	5 500	Übertrag				6 581	95
		Druck der Tafeln.					
b	1 800	Meisenbach, Riffarth & Co., Schöneberg	26/32	72	37		
		do.	33/38	73	30		
		do.	39/47	75	17		
		do.	48/53	37	93		
		do.	54/61	87	76		
		A. Frisch, Berlin	63/67	108	20		
		do.	68	74	50		
		do.	69/70	200	—		
		do.	71/72	344	—		
		do.	73/74	97	—		
		do.	75	126	60		
		do.	76	97	50		
		do.	77	6	—		
		do.	78	90	40		
		do.	79/80	18	50		
		do.	81/82	6	—		
		Lithographisches Institut Berlin	83	374	50		
		Universitäts-Buchdruckerei Dr. Wolf & Sohn, München	84/85	228	50		
		Zeichner Pütz, Berlin	86	60	—		
		do.	87	51	—		
		do.	88	57			
		do.	89	169	—		
		Zeichner Többicke, Berlin	90	17			
		Zeichner Scharfenberger, Straßburg . .	91/92	85	—		
		Lithogr. Anstalt von Giltsch, Jena . . .	93/94	16	—		
		Marg. Fromm, Königsberg	95 96	165	—		
		Ant. Birkmaier, Tübingen	97/97a	30	—		
		Summe Titel Ib				2 768	23
		Bibliothek					
	500	Hoffmann, Berlin, für Einbände	98	81	15		
	500	do.	99	139	90		
		do.	100	204	75		
		do.	101	166	70		
		Frau Wöhlermann für Hilfeleistung . . .	102	50	—		
		do. . . .	103	3	75		
	8 300	Seitenbetrag		646	25	9 350	18

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrug ℳ	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganz ℳ
		11 150	Übertrag				16 367
III		300	Sonstige Einnahmen.				
			Inseratenpacht	41	150	—	
			Von der Bank abgehoben	42	6 300	—	
			Summe III				6 450
		14 450	Summe Einnahme				22 817
			Ab Summe Ausgabe				21 758
			Bleibt Barbestand bei der Kasse				1 059

Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
	8 300	Übertrag		646	25	9 350	18
c	20	Frau Prütz für Reinigen	104	15	—		
d	1 000	do.	105	2	50		
		Summe Titel II				663	75
		Bureau- und Verwaltungskosten.					
a	1 175	*Gehälter.*					
		Prof. Dr. Krusch, I. Quartal . . .	106	150	—		
		- II. - . . .	107	150	—		
		- III. - . . .	108	150	—		
		- IV. - . . .	109	150	—		
		Zeichner Vetter, I. - . . .	110	75	—		
		- II. - . . .	111/12	75	—		
		- III. - . . .	113	75	—		
		- IV. - . . .	114	75	—		
		Sekretär Lauenroth, I. u. II. - . . .	115	100	—		
		- III. u. IV. - . . .	116	100	—		
		Diener Kretschmann, I.—IV. - . . .	117	125	—		
		Summe Titel III a				1 225	—
b	55	*Sonstige Ausgaben.*					
		Vetter, für Anfertigen von Diplomen . .	118	20	—		
		do. . .	119	6	50		
		do. . .	120	3	75		
		Berglein, für Schreibarbeit	121	3	—		
		Kretschmann, Heften der Belege	122	2	—		
		Menzel, für Lichtbildervorführung	123	3	—		
		Notar Bahn, Gebühren	124	16	75		
		Quikowsky, Gerichtskosten	125	5	70		
		Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), für Drucksachen	126	60	50		
		do.	127	40	—		
		do.	128	134	50		
		do.	129	96	50		
		do.	130	9	25		
		do.	131	28	—		
		do.	132	10	75		
		Feistel'sche Druckerei, für Drucksachen .	133/34	20	—		
	10 550	Seitenbetrag		460	20	11 238	93



Titel	Kapitel	Der Voranschlag betrag M	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen M	₰	[cut off]
		11 150	Übertrag				16.8[illegible]
III		300	Sonstige Einnahmen.				
			Inseratenpacht	41	150	—	
			Von der Bank abgehoben	42	6 300	—	
			Summe III				64[illegible]
		14 450	Summe Einnahme				228[illegible]
			Ab Summe Ausgabe				217[illegible]
			Bleibt Barbestand bei der Kasse				105[illegible]

Kapitel	Der Voranschlag betrag M	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen M	₰	Im Ganzen M	₰
	8 300	Übertrag		646	25	9 350	18
	20	Frau Prütz für Reinigen	104	15	—		
	1 000	do.	105	2	50		
		Summe Titel II				663	75
		Bureau- und Verwaltungskosten.					
	1 175	*Gehälter.*					
		Prof. Dr. Krusch, I. Quartal . . .	106	150	—		
		- II. - . . .	107	150	—		
		- III. - . .	108	150	—		
		- IV. . . .	109	150	—		
		Zeichner Vetter, I. - . . .	110	75	—		
		- II. . .	111/12	75	—		
		- III. - . . .	113	75	—		
		- IV. - . . .	114	75	—		
		Sekretär Lauenroth, I. u. II. . . .	115	100	—		
		- III. u. IV. - . . .	116	100	—		
		Diener Kretschmann, I.—IV. - . . .	117	125	—		
		Summe Titel IIIa				1 225	—
	55	*Sonstige Ausgaben.*					
		Vetter, für Anfertigen von Diplomen . .	118	20	—		
		do. . .	119	6	50		
		do. . .	120	3	75		
		Berglein, für Schreibarbeit	121	3	—		
		Kretschmann, Heften der Belege	122	2	—		
		Menzel, für Lichtbildervorführung	123	3	—		
		Notar Bahn, Gebühren	124	16	75		
		Quikowsky, Gerichtskosten	125	5	70		
		Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), für Drucksachen	126	60	50		
		do.	127	40	—		
		do.	128	134	50		
		do.	129	96	50		
		do.	130	9	25		
		do.	131	28	—		
		do.	132	10	75		
		Feistel'sche Druckerei, für Drucksachen .	133 34	20	—		
	10 550	Seitenbetrag		460	20	11 238	93

Titel	Kapitel	Der Voranschlagbetrag M	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen M	Im Einzelnen $\mathcal{S}$	Im Ganzen M
		10 550	Übertrag		460	20	11 238
			Kanzlist SCHRÖDER, für Wachsbogen etc .	135	10	—	
			E. KAISER, für 1 Stempel	136	2	75	
			FISCHER & FASSBENDER, 1 Ordner	137	1	90	
			Dr. FELDE, Beitrag zu den Kosten einer Denkschrift	138/39	10	—	
			Prof. Dr. FRICKE, Reisekosten	140/41	153	60	
			Summe Titel IIIb				638
	c	600	*Porto und Botenlöhne.*				
			Prof. Dr. KRUSCH, Porto	142	25	—	
			do.	143	38	—	
			do.	144	40	—	
			do.	145	20	—	
			Zeichner VETTER, Porto	118 u. 146	16	02	
			do.	147	17	39	
			Zeichner NEERFORTH, Porto	148	4	25	
			Sekretär LAUENROTH, Porto	149	15	81	
			do.	150	25	60	
			Kustos Dr. EBERDT, Porto	151	5	16	
			do.	152/54	15	39	
			Prof. Dr. KÜHN, Porto	155	2	30	
			Dr. KRAUSE, Porto	156	5	15	
			ED. PRÜFER Nachf., Frachtvorlage	157	3	80	
			Diener KRETSCHMANN, Porto	158/59	36	91	
			do.	160	17	03	
			do.	161	26	13	
			do.	162	27	41	
			do.	163	27	47	
			do.	164	26	37	
			do.	165	15	—	
			COTTAsche Buchhandlung, lt. Zusammenstellung auf Einnahmebeleg für Bestellgeld	17	16	70	
			COTTAsche Buchhandlung, Versendungslöhne	166	447	60	
			Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Versendungslöhne, lt. Zusammenstellung Beleg 167 .	167/76	303	11	
			Summe Titel IIIc				1 177
		11 150	Seitenbetrag				13 054

Kapitel	Der Voranschlagbetrag ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	Im Einzelnen ₰	Im Ganzen ℳ	Im Ganzen ₰
	11 150	Übertrag				13 054	98
	300	Jahresversammlung.					
		Dr. Buxtorf, Basel, Auslagen	177/79	76	93		
		Universitäts - Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Exkursionspläne	179	125	50		
		Julius Springer, für 1 Galvano	48 u. 180	16	90		
		Bog. Gisevius, für 1 Zeichnung in 1000 Ex.	48 u. 181	70	—		
		H. Silvar, für Kolorieren von 150 Ex. . .	182/83	25	—		
		Prof. Dr. Kalkowsky, Auslagen	184/85	55	—		
				369	33		
		Hiervon ab: Prof. Hibsch, Überschuß der Exkursionskasse	186	16	—		
		Summe Titel IV				353	33
		Hinterlegt auf der Deutschen Bank	187			8 350	—
	11 450	Summe Ausgabe				21 758	31



Titel	Kapitel	Der Voranschlag betrug ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ
		10 550	Übertrag		460	20	11 23[illegible]
			Kanzlist SCHRÖDER, für Wachsbogen etc.	135	10	—	
			E. KAISER, für 1 Stempel	136	2	75	
			FISCHER & FASSBENDER, 1 Ordner	137	1	90	
			Dr. FELDE, Beitrag zu den Kosten einer Denkschrift	138/39	10	—	
			Prof. Dr. FRICKE, Reisekosten	140/41	153	60	
			Summe Titel III b				638
	c	600	*Porto und Botenlöhne.*				
			Prof. Dr. KRUSCH, Porto	142	25	—	
			do.	143	38	—	
			do.	144	40	—	
			do.	145	20	—	
			Zeichner VETTER, Porto	118 u. 146	16	02	
			do.	147	17	39	
			Zeichner NEERFORTH, Porto	148	4	25	
			Sekretär LAUENROTH, Porto	149	15	81	
			do.	150	25	60	
			Kustos Dr. EBERDT, Porto	151	5	16	
			do.	152/54	15	39	
			Prof. Dr. KÜHN, Porto	155	2	30	
			Dr. KRAUSE, Porto	156	5	15	
			ED. PRÜFER Nachf., Frachtvorlage	157	3	80	
			Diener KRETSCHMANN, Porto	158/59	36	91	
			do.	160	17	03	
			do.	161	26	13	
			do.	162	27	41	
			do.	163	27	47	
			do.	164	26	37	
			do.	165	15	—	
			COTTAsche Buchhandlung, lt. Zusammenstellung auf Einnahmebeleg für Bestellgeld	17	16	70	
			COTTAsche Buchhandlung, Versendungslöhne	166	447	60	
			Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Versendungslöhne, lt. Zusammenstellung Beleg 167	167/76	303	11	
			Summe Titel III c				1 17[illegible]
		11 150	Seitenbetrag				13[illegible]

Kapitel	Der Voranschlag betrug ℳ	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen ℳ	₰	Im Ganzen ℳ	₰
	11 150	Übertrag				13 054	98
	300	Jahresversammlung.					
		Dr. BUXTORF, Basel, Auslagen	177/79	76	93		
		Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE), Exkursionspläne	179	125	50		
		JULIUS SPRINGER, für 1 Galvano	48 u. 180	16	90		
		BOG. GISEVIUS, für 1 Zeichnung in 1000 Ex.	48 u. 181	70	—		
		H. SILVAR, für Kolorieren von 150 Ex.	182/83	25	—		
		Prof. Dr. KALKOWSKY, Auslagen	184/85	55	—		
				369	33		
		Hiervon ab: Prof. HIBSCH, Überschuß der Exkursionskasse	186	16	—		
		Summe Titel IV				353	33
		Hinterlegt auf der Deutschen Bank	187			8 350	
	11 450	Summe Ausgabe				21 758	31

Konto II.

Deutsche Bank im Kontokorrent

1908		Soll	ℳ	₰	ℳ
Januar	1	An Bestand	723	17	
-	17	- Einzahlung von der Gesellschaft	1 900	—	
-	24	do.	900	—	
-	25	do.	500	—	
Februar	3	do.	1 300	—	
-	8	do.	1 200	—	
-	28	do.	600	—	
März	2	do.	1 400	—	
-	20	do.	550	—	
-	23	- Zinsen auf Konsols	119	—	
Juni	30	- Bankzinsen	104	20	
September	22	- Zinsen auf Konsols	119	—	
Dezember	31	- Bankzinsen	44	40	
					9 459

Konto III.

Januar	1	Der Bestand an Wertpapieren bei der Bank: An $3^1/_2$% Preußischen Konsols	6 800	—	
					6 800

Konto II.

Deutschen geologischen Gesellschaft.

1908		Haben	M.	₰	M.	₰
ar	3	Für Spesen bei der Bank	2	80		
	26	- Zahlung an die Deutsche geol. Gesellschaft	1 600	—		
	24	do.	300	—		
	2	do.	300	—		
	4	do.	300	—		
ıst	18	do.	1 500	—		
ember	3	do.	500	—		
	23	do.	300	—		
ember	26	do.	1 500	—		
ember	31	- Porto	—	10		
					6 302	90
	31	Saldo			3 156	87
					9 459	77

Konto III.

			M.	₰	M.	₰
ember	31	Saldo an $3^1/_2$% Preußischen Konsols	6 800	—		
					6 800	—



Konto II.

Deutsche Bank im Kontokorrent der Deutschen geologischen Gesellschaft.

1908		Soll	M.	Pf.	M.	Pf.
Januar	1	An Bestand	723	17		
-	17	- Einzahlung von der Gesellschaft	1 900	—		
-	24	do.	900	—		
-	25	do.	500	—		
Februar	3	do.	1 300	—		
-	8	do.	1 200	—		
-	28	do.	600	—		
März	2	do.	1 400	—		
-	20	do.	550	—		
-	23	- Zinsen auf Konsols	119	—		
Juni	30	- Bankzinsen	104	20		
September	22	- Zinsen auf Konsols	119	—		
Dezember	31	- Bankzinsen	44	40		
					9 459	

1908		Haben	M.	Pf.	M.	Pf.
anuar	3	Für Spesen bei der Bank	2	80		
ai	26	- Zahlung an die Deutsche geol. Gesellschaft	1 600	—		
-	24	do.	300	—		
uli	2	do.	300	—		
	4	do.	300	—		
ugust	18	do.	1 500	—		
ptember	3	do.	500	—		
-	23	do.	300	—		
ovember	26	do.	1 500	—		
ezember	31	- Porto	—	10		
					6 302	90
	31	Saldo			3 156	87
					9 459	77

Konto III.

1908		Soll	M.	Pf.	M.	Pf.
Januar	1	Der Bestand an Wertpapieren bei der Bank: An $3^1/_2$ % Preußischen Konsols	6 800	—		
					6 800	

1908		Haben	M.	Pf.	M.	Pf.
ezember	31	Saldo an $3^1/_2$ % Preußischen Konsols	6 800	—		
					6 800	

Rechnungs - Hauptabsc

1908		Einnahme	M.	Pf.	M.
		Durch den Kassierer (vgl. Konto I S. 474) . .	22 817	62	
		Durch die Deutsche Bank (vgl. Konto II S. 478) .	9 459	77	
					32 277
Januar	1	Bestand an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Konto III S. 478)			6 800
					39 077

		Das Vermögen der Deutschen geologischen Gesellschaft betrug also am			
Dezember	31	An Wertpapieren bei der Deutschen Bank (S. 478)	6 800	—	
		- Barbestand bei der Deutschen Bank (S. 479)	3 156	87	
		- - beim Kassierer (S. 474)	1 059	31	
					11 016

…iß Konto I — III.

1908		Ausgabe	ℳ	₰	ℳ	₰
		Durch den Kassierer (vgl. Konto I)	21 758	31		
		Durch die Deutsche Bank (vgl. Konto II) . . .	6 302	90		
…mber	31	Saldo in bar beim Kassierer (vgl. Konto I) . .	1 059	31		
	31	Saldo in bar bei der Bank (vgl. Konto II) . .	3 156	87		
					32 277	39
	31	Saldo an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Konto III)			6 800	—
					39 077	39



Rechnungs-Hauptab[…]uß Konto I–III.

1908		Einnahme	ℳ	₰	ℳ	₰
		Durch den Kassierer (vgl. Konto I S. 474) . .	22 817	62		
		Durch die Deutsche Bank (vgl. Konto II S. 478) .	9 459	77		
					3227[…]	
Januar	1	Bestand an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Konto III S. 478)			6 8[…]	
					39 077[…]	

1908		Ausgabe	ℳ	₰	ℳ	₰
		Durch den Kassierer (vgl. Konto I)	21 758	31		
		Durch die Deutsche Bank (vgl. Konto II) .	6 302	90		
[D]ezember	31	Saldo in bar beim Kassierer (vgl. Konto I) . .	1 059	31		
	31	Saldo in bar bei der Bank (vgl. Konto II) . .	3 156	87		
					32 277	39
	31	Saldo an Wertpapieren bei der Bank (vgl. Konto III)			6 800	—
					39 077	39

		Das Vermögen der Deutschen geologischen Gesellschaft betrug also am	ℳ	₰	ℳ
Dezember	31	An Wertpapieren bei der Deutschen Bank (S. 478)	6 800	—	
		- Barbestand bei der Deutschen Bank (S. 479)	3 156	87	
		- - beim Kassierer (S. 474)	1 059	31	
					11 016

Bericht

über den Vermögensstand der Deutschen geologischen Gesellschaft am 31. Dezember 1908.

Kassenbestand	1 059,31 M.
Der Bestand der Effekten bei der Deutschen Bank beträgt nach der vorigen Rechnung .	6 800,— -
Der Barbestand bei der Bank betrug nach der Staffelberechnung	3 156,87 -
Wirklicher Vermögensstand am 31. XII. 08 . .	11 016,18 M.

Voranschlag für das Jahr 1910.

Einnahmen:

I.	Mitgliederbeiträge 600 × 20 =	12 000 M.
II.	a) Verkauf d. Zeitschrift	1 500 -
	b) Verkauf d. Registers	50 -
	c) Zinsen der im Depot befindlichen Staatspapiere und baren Gelder	300 -
III.	Sonstige Einnahmen . .	150 -
	Summe	14 000 M.

Ausgaben:

I.	Druck:	
	a) der Zeitschrift	4 000 M.
	b) der Monatsberichte . .	2 500 -
	c) der Tafeln	3 200 -
	Summe I	9 700 M.
II.	Bibliothek:	
	a) für Einbände	600 M.
	b) - Schränke	200 -
	c) - Reinigung	25 -
	d) Sonstiges	75 -
	Summe II	900 M.
III.	Bureau- und Verwaltungskosten:	
	a) Gehälter	1 225 M.
	b) Sonstige Ausgaben . .	650 -
	c) Porto- und Botenlöhne	1 200 -
	Summe III	3 075 M.
IV.	Jahresversammlung .	325 -
	Summe	14 000 M.

Unterwellenborn, den 23. Juli 1909.

Vorgelegt der allgemeinen Versammlung in Hamburg am 16. September 1909.

Der Schatzmeister.
Prof. Dr. E. ZIMMERMANN.

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1909.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1909 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.[1])

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **53**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Albany. University of the State of New York. Annual Report **59**, 1905; **60**, 1906, 1—5; **61**, 1907, 1—3. Bulletin **121—128**, **130**, **131**.

Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte **38**, 1908.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XX, 1, 1909.

Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales XVII, 1—8, 1907.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin V, 14—17, 1908; 18—21, 1909.

Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 53: TORLEY. Die Fauna des Schleddenhofes bei Isarlohn. — 55: H. POTONIÉ. Die rezenten Kaustobiolithe. H. POTONIÉ. Die Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste. Lfg. VI.

— — Jahrbuch XXVI, 1905, 4; XXIX, Teil 1, H. 1 u. 2, Teil 2, H. 1.

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate **56**, 1908, 5; Statistik **56**, 1908, 2 — **57**, 1909, 1, 2, 3; Statistik **57**, 1909, 1.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1908, 40—53; 1909, 1—39.

---

[1]) Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

Berlin. Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen **40**, 1908.

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen **65**, 1909, 1, 2.

— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1908, 1, 2.

Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes 62, 2, 1907—1908.

Boston. Society of natural history. Proceedings **34**, 1—4, 1907—1908. — Occasional Papers VII, 8—10. — Fauna of New England 1908.

Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XIX, 3.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur: Jahresbericht **86**, 1908.

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen **46**, 1907.

Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Procès-Verbal XXII, 1908, 8—11; XXIII, 1909, 1—6.

— Académie royale des sciences. Bulletin 1908, 6—12; 1909, 1—8. Annuaire **75**, 1909.

— Société royale malacologique de Belgique. Annales 43, 1908.

Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul II, 1, 2, 1908—1909.

Budapest. Földtany Közlöny **38**, 1908, 6—12; **39**, 1909, 1—5.

— Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XVI, 1907, 4; XVII, 1908, 1.

Buenos Aires. Museo nacional. Anales X, 1909.

— Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales III, 1—3, 1909.

— Boletin de la Academia nacional de ciencias en Cordoba XVIII, 3a.

Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires XXIII [(2) VII], 1908. Bulletin (6) II, 1907.

Calcutta. Geological survey of India. Memoirs **34**, 4, 1908. — Memoirs. Palaeontologia Indica, N. S. II, 4, 5, 1908; III, 3, 1908; IV, 1, 1909. — Records **37**, 1908, 2—4; **38**, 1909, 1, 2.

Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. Commission. Annals South African Museum IV, 2, 3. — Index to the Annual Report of the geolog. Commission 1908 (09).

Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg **36**, 1906/07.

Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. III, 3, 7; IV, 1.

— John Crerar Library. Annual Report XIV, 1908.

Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1908. — Skrifter 1908.

Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht, N. F. 51, 1908/09.

Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen, N. F. IX, 1907/08.

Colorado. Colorado College. General Series, Nr. 31, 32, 33, 36, 37.

Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt (4) XXIX, 1908.

— Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen 0.

Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XVIII, 1908.

Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XVII, 1908, 2—4. Schriften XVIII u. XIX, 1908.

Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1908, Juli — Dezember; 1909, Januar—Juni.

Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXVII, 1909, 6—11.

— Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XI, 1908, N. S. 29—32; XII, 1909, 1—23. — The Economic Proceedings I, 1909, 13—16.

— Scientific Transactions (2) IX, 7—9.

Edinburg. Royal physical society. Proceedings XVII, 1906—07, 1; 1908—09, 6.

— Royal society. Transactions 46, 2, 3, 1908—09. — Proceedings XXVIII, 1907—08, 9; XXIX, 1908—09, 1—9.

— Geological Society. Transaction 0.

Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1908, Teil 1, 2.

Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen XXIX, 3; XXX, 4. — Berichte 1908.

Freiberg i. S. Freiberger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht II, 1909.

Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XVII, 1908, 2.

Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni Italiane 1908, 95, 96; 1909, 97—106 — Indice alfabet., 1908.

San Francisco. California Academie of sciences. Proceedings (4) III, 41—48.

Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 35, 4, 1908; 36, 1, 1909.

Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt., N. F. 3, 4, 1909. Naturw. Abt., N. F. 2, 1907/08.

Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen XXVII, 1909.

Gotha. PETERMANNS Mitteilungen 54, 1908, 10—12; 55, 1909, 1—11.

Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv 62, 1908, 2; 63, 1909, 1.

Haarlem. Musée Teyler. Archives (2) XI, 3, 1909.

— siehe La Haye.

— Hollandsche Maatschappy der Wetenschappen. Natuurkundige Verhandelingen 0.

Halle a. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 88, 89, 1908.

— siehe Stuttgart.

Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions XI, 3, 1904—05; XI, 4, 1905—06; XII, 1, 1906—07.

Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen (3) XV, 1907; XVI, 1908.

Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte 55—57, 1908.

Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen, N. F. VIII, 5; IX, 1—4; X, 1, 2.

Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia XXIII—XXVII, 1905—09 m. A.

Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 58, 1908.

Hougthon, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1908—09 with Views. — Graduates 0.

Jassi. L'Université. Annales Scientifiques V, 1908, 3, 4; VI, 1909, 1.

Illinois, Springfield. Geological Survey of Illinois State Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report 1908.

Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 1907, 1908.

Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XXI, 1907—08.

Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften XIV, 1, 1907—08.

Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 98, 1908, 4—6; 99, 1—5.

Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening XIV, XV, 1908.

— Meddelelser om Grönland XXVIII, 2; XXIX, 2; 42, 1.

— Danemarks geologiske Undersögelse. I. Raekke 11; II. Raekke 17, 18, 19.

Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft. Schriften 49, 1908.

Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1908, 9, 10; 1909, 1—7.

— Katalog literat. Nankowej Polskiej VII, 3 u. 4; VIII, 1, 2.

La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XIV, 1—4.

La Plata. Dirección General de Estadistica de la Provincia Buenos Aires. IX, 91—101, 1908.

— Museo de la Plata. Annales I, 1907, 1908. — Revista XII, 1905, 1906; XIII, 1906; XIV, 1907.

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 44, 163, 164; 45, 165, 166.

Lawrence. University of Kansas. Bulletin IV, 7—20, 1908.

Lissabon (Lisboa). Commissão do Servico geologico de Portugal. Communicações VII, 2, 1908—1909.

— Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin II, 1—3, 1908.

London. Geological society. Quarterly Journal 64, 1908, 4; 65, 1909, 1 u. 2. — Abstracts of the Proceedings 866—868, 870—881, 1908—09. — Geological Literature 1907.

— Geological Magazine V, 1908, 12; VI, 1909, 1—11.

— Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain 0.

Lund. Universität. Afdelningen 4 (N. F. XVIII), 1908—09.

Lüttich (Liège). Société géologique. Annales XXX, 4; 33, 4; 35, 3; 36, 1, 4.

— Société royale des sciences. Mémoires 0.

Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin XX, 1908, 13. Econ. Ser.

— Wisconsin Academy of sciences. Transactions 0.

Magdeburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 0.

— Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte I, 1, 1905; 2, 3, 1906; 4, 1908.

Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti 47, 3, 4; 48, 1, 2.

Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 1908.

Melbourne. Geological Survey of Victoria. Records III, 1, 1909. — Memoirs 7, 8, 1909.

— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1908.

— Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XXI, 2; XXII, 1.

Mexico. Instituto geologico. Boletin XVII, XXVI, 1908. — Parergones II, 7, 1908; II, 8—10, 1909; III, 1, 1909.

— Sociedad Geológia Mexicana. Boletin 0.

Michigan. Academy of Science. Report 2, 3, 4, 1908.

Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1907, 4 (1908).

München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1908, 2; 1909, 1—3. — Abhandlungen XXIII, 3, 1909; XXIV, 2, 1909. 1. Suppl.-Bd., 1.—4. Abh., 1908; 2. Suppl. Bd., 1. Abh., 1908; 1. Suppl.-Bd., 5. Abh., 1909; 1. Suppl.-Bd., 6. Abh., 1909.

— Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geogn. Jahreshefte XIX, 1906; XX, 1907.

Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2) VIII, 1—4, 1908.

Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin XXXV, 1907—08.

New Haven. The American journal of science XXVI, 156, 1908; XXVII, 157—162, 1908; XXVIII, 163—167, 1909.

New York. American museum of natural history. Annual report 1908. — Bulletin XXIV, 1908, 1. — Memoirs IX, 5, 6, 1909.

— Library. Academy of sciences. Annals XVIII, 1909, 3.

New Zealand. Geological Survey Departement of Mines. Bulletin VI, 1909.

Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie X, 7, 8, 1908; XI, 1—5, 1909; XII, 1, 2, 1909.

Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XVII, 1—6, 1907.

Ohio. Geological Survey. Bulletin (4) 9, 1908.

Offenbach. Verein für Naturkunde. Bericht 43—50, 1909.

Paris. Société géologique de France. Bulletin (4) VII, 1907. 9; VIII, 1908, 1—6.
— Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XVIII, 1—6, 1908; XIX, 1—3, 1909.
— Annales des mines (10) XIII, 1908, 6; XIV, 1909, 7—12; XV, 1909, 1—6.
— Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VII, 53—56, 1908—09.
Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte 20, 1905—07.
Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 31, 32, 34, 1908; 35, 1909. — Annual Progress Report 1908. — Annual General Report 1888—90.
Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings **60**, 1908, 2, 3; **61**, 1909, 1.
— Journal (2) XIII, 3, 4, 1907—08.
Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1908. — Jahresbericht 1908.
— Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte **60**, 1908.
— Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos“. Zeitschrift **56**, 1—10, 1909.
Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte 11, 1905—06.
Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XVII, 1908, 2, 3, 4.
Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne **306**, 1909, II. — Atti XVII, 1908, 2. sem. 8—12; XVIII, 1908, 1. sem. 1—12, 2. sem. 1—8.
— Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino **39**, 1908, 3, 4.
— Società geologica Italiana. Bollettino **37**, 1908, 3, 4; **38**, 1909, 1.
Sofia. De L'Université de Sofia Annuaire III—IV, 1906—07.
South Bethlehem, Pa. Economic Geology. A Semi-Quarterly Journal III, 1908, 7, 8; IV, 1909, 1—6.
St. Étienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (4) IX, 6; X, 1—4; XI, 8, 9, 10. Comptes rendus mensuels 1909.
St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch 1907 (08).
St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (5) XXV, 1906; (6) XXVI, 1908, 15, 16, 17, 18; 1909, 1—14.
— Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen 1908, **46**, 1.

St. Petersburg. Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Materialien zur Geologie 1908, XXIII, 2, und 1909, XXIV, 1.
— Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.
— Comité géologique. Mémoires, N. Ser. 28, 30, 36, 37, 38, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50. Bulletin XXVI, 1—3, 4, 8—10; XXVII, 2—10.
— — Explorations géol. dans les régions aurifères de la Sibérie: l'Amour IX; l'Ienisséi VII, VIII.
— Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux VII, 1909.
— Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux I, 1908, 1, 2; II, 1908, 3, 4.
Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar **43**, 1908, 7—12. — Arkiv för Zoologi V, 1—3; Arkiv för Botanik VIII, 1—4; Arkiv för Mineralogi och Geologi 0; Arkiv för Matematik 5 1/2; Astronomi och Fysik 0. — Årsbok 0.
— Geolog. föreningen. Förhandlingar XXX, 1908, 6, 7; **31**, 1909, 1—5.
— Les prix Nobel 1906.
— Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut I, 12, 13.
Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft **65**, 1909, mit 2 Beilagen.
— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften **80**, 1908, 3, 4; 1909, 5, 6.
Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report 1908. — Memoirs. Palaeontology 0. — Mineral Resources 6, 1908.
— Australian Museum. Records VII, 3, 4.
— Records of the Geological Survey of New South Wales VIII, 4, 1909.
Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 1908.
Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages 0. — Bulletin II, 2, 3; III, 1.
— Imperial university, science college. Journal XXIII, 15; XXVI, 1; XXVII, 1, 2. — Calendar 0.
Washington. United States Geological Survey. Bulletin 351—380, 382—385, 387, 388, 394.
— — Monographs 0.
— Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Report 1908. — Miscellaneous Collections. Quart. Issue. **52**, 1813, 1860; **53**, 1810—1812.
— Smithsonian Institution. Annual Report 1907.

Washington. United States Geological Survey. Annual Report 1908.
— United States Geological Survey. Mineral Resources 1907.
— United States Geological Survey. Professional Paper, Nr 58, 59, 60, 61, 63.
— United States Geological Survey. Water Supply and Irrigations Papers 212, 218—226, 228—231, 234.
Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XXI, 3, 4, 1908; XXII, 1, 2, 1909.
— K. K. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch 58, 1908, 3, 4; 59, 1, 2, 1909. Verhandlungen 1908, 11—18; 1909, 1—9. — Abhandlungen XXI, 1, 1908.
— K. K. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXII, 1907, 2, 3, 4.
— Geologische Gesellschaft in Wien I, 1908, 3, 4; 1909, 1, 2.
— Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. 1, 1907, CXVI, 1—10; Abt. 1, 1908, CXVII, 1—7; Abt. 2a, 1907, CXVI, 1—10; Abt. 2a, 1908, CXVII, 1—9; Abt. 2b, 1907, CXVI, 1—10; Abt. 2b, 1908, CXVII, 1—7.
— Erdbebenkommission, Mitteilungen, N. F. 32, 33, 1908—09.
Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch 62, 1909.
Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Neue Denkschriften. Vierteljahresschrift 53, 1908, 1—4; 54, 1909, 1, 2.
— Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz, N. F. 0.

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrücke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 11 und 12).

C. Karten und Kartentexte.

Europa.

Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten 1 : 25000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt.

Lfg. 78. Blätter Waxweiler, Dasburg, Neuerburg, Kilburg.
- 95. Blätter Fürstenwalde, Letschin, Quartschen, Bärwalde, Neudamm, Tamsel.
- 120. Blätter Schirotsken, Bagniewo, Dritschmin, Heinrichsdorf, Bromke.
- 138. Blätter Alten-Grabow, Nedlitz, Mühlstedt, Hundeluft, Dessau, Coswig.
- 146. Blätter Weißenfels, Lützen, Hohenmölsen, Zeitz.
- 148. Blätter Göllnitz, Alt-Döbern, Klettwitz, Senftenberg.
- 64. Blätter Crawinkel, Plaue, Suhl, Ilmenau, Schleusingen, Masserberg.
- 81. Blätter Wölsickendorf, Freienwalde, Zehden, Neu-Lewin, Neu-Trebbin, Trebnitz.
- 92. Blätter Wilhelmshöhe, Cassel, Besse, Oberkaufungen.
- 100. Blätter Seesen, Zellerfeld, Harzburg, Osterode, Riefensbeek.
- 139. Blätter Wusterbarth, Groß-Krössin, Polzin, Kollatz.
- 142. Blätter Jülich, Bergheim, Frechen, Buir, Kerpen, Brühl.
- 147. Blätter Driburg, Willebadessen, Peckelsheim nebst 1 Tafel Profile.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands, Lfg. 2, Blätter Bentheim, Osnabrück, Trier, Mainz, Saarbrücken. 1 : 200000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt.

MICHAEL: Übersichtskarte der Besitzverhältnisse im oberschlesischen Steinkohlenbecken. 1 : 200000 u. Kartentext.

Sachsen. Geologische Spezialkarte vom Königreich Sachsen, Sektion Chemnitz, Bl. 96.

Österreich-Ungarn.

Geolog. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. 1 : 75000.

Blatt Gaming u. Mariazell, Zone 14, Col. XII, Nr 13.
- Bormio u. Parro del Tonale, Zone 20, Col. III, Nr 78.
- Chorso und Arbe, Zone 26, Col. XI, Nr 112.
- Novegradi und Benkowac, Zone 29, Col. XIII, Nr 118.

Rumänien.

Bukarest. Musée de Géologie de Bucaresti. Ser. XXXII bis u. XXXIII. 1 : 175 000.

Schweiz.

Geolog. Karte der Schweiz.

MÜHLBERG, F.: Geologische Karte der Umgebung von Aarau. 1 : 25 000.

ARGAND, EMILE: Geologische Karte Massif de la Dent Blanche. 1 : 50 000.

GREPPIN, ED.: Geologische Karte des Blauenberges südl. Basel. 1 : 25 000.

Rußland.

KHLAPONIN, A.: Carte géologique de la région aurifère de la Zéia. 1 : 84 000.

MEISTER, A.: Carte géologique de la région aurifère d'Ienisséi. 1 : 210 000.

Asien.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan. 1 : 200 000. 1908.
Hitoyoshi, Zone 3, Col. III.
Wajima, Zone 13, Col. IX.
Iki, Topogr. Spezialkarte, Zone 6, Col. II.

Amerika.

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey, Departement of the Interior.
Topographic Atlas Sheets, 1 : 62 500, 1908, 35 u. 37 Blatt.
Topographic Atlas Sheets, 1 : 62 500, 1908—09, 28 Blatt.

Canada.

Geological Survey of Canada.
Departement of Mines, 1 : 63 360, 1897—1909, 17 Blatt.

Map of part of Southwestern Coast of Hudson Bay, Scale: 16 miles = 1 inch, 1 Bl., 1906.

Geological Map of portions of Hastings, Haliburton and Peterborough counties, Province of Ontario, 1 : 126 720, 1 Bl., 1905.

British Columbia Shuswap Sheet, 1 : 253 440, 2 Bl., 1898.

Afrika.

Deutsch-Ostafrika.

Gagel, C.: Bemerkungen zur geologischen Karte von Deutsch-Ostafrika.

Kapkolonie.

Geological Commission. Geological Map of the Colony of the Cape of Good Hope. Sheet 33, 41. Capetown.

Deutsche geologische Gesellschaft.

1. Januar 1910.*)

Vorstand

Vorsitzender: Herr Rauff.

Stellvertretende Vorsitzende { „ Beyschlag.
„ Wahnschaffe.

Schriftführer { „ Blanckenhorn.
„ Belowsky.
„ Bärtling.
„ Stremme.

Schatzmeister „ Zimmermann.

Archivar „ Eberdt.

Beirat

Die Herren Credner - Leipzig, Deecke - Freiburg, Jaeckel - Greifswald, C. Schmidt - Basel, Tietze - Wien, Wichmann - Utrecht.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Königl. Technischen Hochschule, 1907.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Alkmaar (Holland), Breedstraat, Firma de Lange & de Morsaz.

Adams, Frank D., Dr., 1890. Montreal, Canada, McGill University, Petrographical Laboratory.

Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

---

* bedeutet Teilnahme an der Allg. Versammlung in Hamburg 1909.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.

Allorge, M. Marcel, 1908. Oxford (England), University Museum.

Altpeter, Otto, cand. geol., 1909. Marburg in Hessen, Steinweg 2.

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.

Andrée, Karl, Dr., 1902. Karlsruhe, Südendstr. 7 II.

Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W, Kleiststr. 22.

Arndt, Heinrich, stud. geol., 1909. München, Himmelreichstraße 3.

von Arthaber, G. A., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.

Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Aulich, Dr., Oberlehrer an der Kgl. Maschinen- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrechtstr. 9.

Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.

Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.

Bamberg, Paul, 1902. Friedenau b. Berlin, Kaiserallee 87/88.

Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 37.

Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Baschin, Otto, Dr., Kustos am Geographischen Institut, 1901. Berlin W 15, Pariser Str. 14 A.

Basedow, Herb., Dr., Staatsgeologe von Südaustralien, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.

Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Gibeon, Deutsch-Südwestafrika.

Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

von Baur, C., Dr., Präsident a. D. des Kgl. Bergrats, 1868. Degerloch b. Stuttgart, Waldstr. 7.

Beck, Karl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.

Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.

Becker, Ernst, Dr., Privatdozent, 1903. Heidelberg, Gaisbergstr. 62.

Becker, H., Chemiker, 1884. Wiesbaden, Land VII.

Behlen, H., Kgl. Oberförster, 1908. Haiger, Reg.-Bezirk Wiesbaden.

Behr, Johannes, Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Belowsky, Max, Dr., Professor, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.

Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.

Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg, Universität.

Bergmann, W., Berginspektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.

* Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Grassi-Museums, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.

Berlin, Bibliothek der Königl. Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.

* Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.

Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Claudiusstraße 7.

* Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Halensee bei Berlin, Joachim-Friedrich-Straße 57.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

Bode, G., Ober-Landesgerichts-Direktor, 1894. Braunschweig, Kaiser-Wilhelm-Str. 27.

Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

* Boden, Karl, Dr., Geologe, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.

Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907.

von dem Borne, Dr., Privatdozent, 1888. Breslau XVIII-Krietern.

Bornemann, L. G., Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 4.

Bornhardt, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Boettger, Edmund, Geh. Bergrat, 1869. Halle a. S., Blumenthalstr. 12.

Boettger, O., Dr., Professor, 1868. Frankfurt a. M., Seilerstraße 6.

Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg, Rosenbergweg 9.

Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).

Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.

Bravo, José J., Professor, 1908. Lima (Peru), Escuela de Ingenieros.

Broili, Ferdinand, Dr., Privatdozent, Kustos am Paläontolog. Institut, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

Brouwer, H. A., Bergingenieur, 1909. Blarikum (Holland).

* Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.

Brünn, Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. K. K. Deutschen Technischen Hochschule, 1909.

von Bubnoff, Serge, cand. geol., 1909. Freiburg i. B., Maximilianstr. 5.

Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesaufnahme, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.

* Burre, O., stud. geol., 1908. Detmold, Neue Leopoldstraße 14 (zurzeit Berlin N 4, Invalidenstr. 43).

Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Heerderstraße 16.

Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.

van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).

Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.

Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.

Clark, William Bullock, Dr., Professor, 1885. Baltimore, John Hopkins University.

Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Paleontologist, Director New York State Museum, 1884. Albany (New York), State Hall.

Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.

* Cloos, Hans, cand. phil., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1909. Freiburg i. Br., Dreisamstr. 15.

Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.

Councler, Constantin, Professor, 1888. Münden (Hannover), Forstakademie.

Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Crecelius, H., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhessen).

* Credner, Hermann, Dr., Professor, Geheimer Rat, Direktor der Kgl. Sächs. Geologischen Landesanstalt, 1865. Leipzig, Carl-Tauchnitz-Str. 11.

Cronacher, R., Dr., Dipl.-Bergingenieur und Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.

Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Keetmannshop, Deutsch-Südwestafrika.

Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Brückenallee 26.

Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.

Darton, N. H., Geologist of the U. S. Geolog. Survey, 1904. Washington, D. C.

Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1874. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt in Karlsruhe, 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 37.

Delhaes, W., Dr., 1907. Colmar i. E., Winzenheimer Str. 1.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Deninger, Karl, Dr., 1902. Freiburg i. Br., Geol. Institut.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

Dienst, Paul, Bergreferendar, Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Elberfeld, Königstr. 95.

* Diersche, Professor, 1909. Hamburg.

* Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 5, Gurlittstraße 24.

Dietz, Eugen, Bergreferendar, 1905. Halle a. S., Klosterstraße 1.

Dietz, O., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.

Drevermann, Fritz, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M., Altkönigstr. 6.

Dreyer, Karl, Assistent, 1905. Berlin SW 47, Kreuzbergstraße 71 I.

Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.

Dyhrenfurth, Günther, Dr., 1908. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Dziuk, A., Dipl.-Bergingenieur, 1897. Berlin W 30, Speyerer Straße 8.

Ebeling, Generaldirektor, 1894. Westeregeln b. Egeln.

Ebeling, Max, Dr., Professor, 1897. Berlin NW, Thomasiusstr. 19.

* Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, 1891. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.

Eck, Otto, stud. geol., 1908. Berlin NW 23, Flotowstr. 4.

Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.

von Elterlein, Adolf, Dr., Exz., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.

Emerson, Benjamin, Professor, 1868. Amherst (Massach.).

Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.

Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent a. d. Universität, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).

* Ernst, G., Königl. Bergmeister, 1909. Beuthen, O.-Schl.

Esch, Ernst, Dr., Direktor der Braunsteinwerke, 1893. Gießen, Frankfurter Str. 31.
Felix, Johann, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.
Fels, Gustav, Dr., 1902. Hannover, Rumannstr. 26.
Felsch, Joh., cand. rer. nat., Assistent am Mineralogischen Institut, 1908. Jena, Schillerstr. 12.
Fenten, Joseph, Dr., 1906. Goch (Niederrhein), Voßstraße 39.
Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
Fischer, Dr., Stabsarzt a. D., 1909. Veste Koburg.
Flach, Ch., Bergingenieur, 1902. Charlottenburg, Goethestraße 7 II.
Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Straße 56.
Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfshütte bei Dillenburg.
Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
Frech, Fritz, Dr., Professor, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Fremery, Hermann, 1908. Bonn a. Rh., Colmantstr. 36.
Frentzel, A., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1906. Tiflis, Sergiewskaia 1.
Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. (Weinheim, Baden.) Tübingen, Mineralog. Institut.
Freystedt, Landesbauinspektor, 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
Frič, Anton, Dr., Professor, 1868. Prag, Grube Nr. 7.
Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Contrescarpe 5.
* Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Roonstr. 10.
* Friedrich, Georg, Dr., Kgl. Bauinspektor, 1907. Nikolassee, von Luckstr. 10, Villa Ellen.

Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).

Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gäbert, Carl, Dr., Geologe, 1907. Leipzig, Ostplatz 5.

* Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Gante, Oberbergrat, Vorsteher der Herzogl. Anhalt. Salzwerkdirektion, 1902. Leopoldshall bei Staßfurt.

Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Gattermann, L., Dr., Professor, 1906. Freiburg i. Br., Stadtstr. 29.

Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.

Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.

Gerland, Dr., Professor, 1881. Straßburg i. E., Steinstraße 57.

Gerth, Heinrich, Dr., 1907. Frankfurt a. M., Oederweg 59.

Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

Gillman, Fritz, Bergingenieur, Sevilla (Spanien), Alameda de Hercules 42.

Glöckner, cand. geol., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Professor und Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Kroatien).

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904.

Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.

Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Wissenschaftl. Hilfsarb. a. d. paläobotanischen Abteilung der Geolog. Landesanstalt 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

Grabau, A., Dr., Professor, Oberlehrer, 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

Grahl, Walter, Dr., 1907. München, Sofienstr. 1, part.

* Gräßner, P. A., Bergrat, Generaldirektor a. D., 1889. Staßfurt-Leopoldshall.

Gravelius, Dr., Professor, 1905. Dresden A., Reißigerstraße 13.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.

Gröber, Paul, Dr., II. Assistent am Geol.-Paläontologischen Institut und der Bernsteinsammlung der Universität, 1907. Königsberg (Ostpreußen), Steindamm 33 I.

Gröbler, Bergrat, 1894. Salzdetfurth.

Grosch, Paul, Dr., Assistent am Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1907. Freiburg i. Br., Ludwigstraße 47.

Grosser, P., Dr., 1892. Genienau, Mehlem a. Rh.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.

Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gumprecht, Dr., Professor, Studienrat, 1909. Glauchau i. S., Heinrichshof.

Gürich, Georg, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Breslau, Gartenstr. 24.

* Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

* Haarmann, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haardt, W., stud. geol., 1909. Berlin W 30, Traunsteinerstraße 3 pt.

Haas, Hippolyt, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.

Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Greifenapotheke.

Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahn, Felix, cand. geol., 1907. Zurzeit München, Augustenstraße 72 II.

Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin SW 61, Johanniterstr. 15.

Hambloch, Anton, Direktor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

Haniel, C. A., 1908. München, Königinstr. 10 I l.

* Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Bonn, Weberstraße 18 B.

* Haupt, O., Dr., Museumsassistent, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.

Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin W 30, Freisinger Straße 18.

Heckmann, K., Dr., Oberlehrer, 1906. Elberfeld, Herzogstraße 42.

Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 1 III.

Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.

Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße. 69.

Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.

Hennig, Edwin, Dr., Assistent am Geolog. Institut der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Neue Zeil 68.

Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Liegnitz, Elisabethstraße 3 II.

Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Rheinaustraße 19.

Hermann, Rudolf, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter der Staatsstelle für Naturdenkmalspflege, 1904. Danzig, Langemarkt 24.

Herrmann, Fritz, Dr., 1907. Quedlinburg, Waterlooplatz 1.

Herzberg, Franz, Dipl.-Ingenieur, 1909. Freiberg i. S., Wernerstr. 9.

Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.

Hibsch, Jos., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerda (Böhmen).

Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 1a.

Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 20, Schwedenstr. 16.

Hintze, Karl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.

Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.

Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteil., 1907. Wien VI/2, Mariahilfer Str. 93.

Hofmann, Adolf, Dr., Professor, 1886. Przibram, Böhmen.

Höhne, Erich, stud. geol., 1908. Berlin C 2, Große Präsidentenstr. 7.

Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).

Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.

Holzapfel, Eduard, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1884. Straßburg i. E., Herderstraße 30.

* Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.

* von Hoerner, Thomas, Dr., 1909. Genf, Rue des Rois 14 I.

Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Sparbersbachgasse 41.

Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.

Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr 3.

Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

Hoyer, Carl G., Bergreferendar, 1906. Aachen, Bahnhofplatz 1.

* Huffnagel, P., Distriktsgeologe, 1909. Winterswijk, Niederlande.

Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.

Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).

Hugi, E., Dr., Privatdozent, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.

von Huene, F., Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.

Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeologe, 1891. São Paulo (Brasilien).

Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstr. 18.

Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Technische Hochschule.

Janensch, Werner, Dr., Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Jannasch, Dr., Professor, 1907. Berlin W, Lutherstr. 5.

von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).

Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Joksimowitsch, Z. J., Supplent, 1908. Pirot (Serbien).
Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. Haag (Holland), Amalia van Solm-Straat 25.
Jung, Gust., Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach, Nassau.
Just, E., Lehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).
Kaiser, Erich, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1897. Gießen, Südanlage 11.
Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., Bismarckplatz 11.
Kattowitz, Kattowitzer Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
Katzer, Friedrich, Dr., Bosnisch-herzegow. Landesgeologe, 1900. Sarajevo.
Kaufholz, Dr., Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogelsang 4.
Kaunhowen, F., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1867. Marburg in Hessen.
Keidel, H., Dr., Chefgeologe, 1909. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.
* Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.
Keyßer, Carl, Bergbaubeflissener, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kirschstein, Egon, cand. geol., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde in Hannover.
Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Klebs, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.
Klein, S., Dr.-Ing. 1904. p. Adr. Herrn Benedict Klein, Nürnberg, Fürther Str. 25.
Klemm, Gustav, Dr., Professor, Großh. hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. Schlehdorf bei Kochel (Oberbayern).

Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.

Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstr. 7.

Köhne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.

Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1901. Freiberg, Sachsen.

Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

* von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1863. Göttingen.

Königsberg i. Pr., Königliche und Universitäts-Bibliothek, 1909.

Korn, Joh., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Koert, Willy, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Krahmann, Max, Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, Privatdozent a. d. Techn. Hochschule, Bergingenieur, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.

Kraisz, Alfred, cand. geol., 1909. Coburg.

Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.

Krantz, Fritz, Dr., Mineralienhändler, 1888. Bonn, Herwarthstr. 36.

Kranz, W., Hauptmann, 1909. Swinemünde in Pommern, Moltkestr. 13.

* Krause, Paul Gustaf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

Krenkel, E., Dr., 1907. Dresden-Blasewitz, Schulstr. 14.

Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).

* Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühn, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1888. Halle a. S.

* Kukuk, Bergassessor, 1907. Bochum, Bergschule.

* Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.

Lachmann, Richard, Dr., Bergreferendar, 1909. Hamburg, Magdalenenstr. 2.

* Landwehr, Dr., Arzt, 1906. Bielefeld, Bürgerweg 47.

Lang, Richard, Dr., Assistent am Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität, 1909. Tübingen.

Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Königstr. 33.

Lehmann, E., Dr., Bergreferendar a. D., Assistent am Mineral.-Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule, 1908. Danzig-Langfuhr.

Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabower Str. 24.

* Lehmann, Prof. Dr., Direktor des Altonaer Museums, 1909. Altona.

Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.

Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.

Leppla, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.

Leuchs, Kurt, Dr., 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.

Liebrecht, F., cand. geol., 1909. Marburg, Biegenstr. 34 III.

van Lier, Bergingenieur, 1907. Basel, Münsterplatz 7.

Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.

Lindemann, A. F., Ingenieur, 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Düstere Eichenweg 19.

von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

Lohmann, Wilh., Dr., 1909. Hannover, Hansahaus, per Adr. Alb. Lohmann.

von Loesch, Carl Christian, Referendar, 1907. (Oberstefansdorf in Schlesien.) München, Barerstr. 38.

Löscher, Dr., Oberlehrer, 1909. Lippstadt, Nordstr. 16.

* Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Friedenau, Stubenrauchstr. 67.

von Löwenstein zu Löwenstein, Hans, Bergassessor, Geschäftsführer des Vereins für die bergbaulichen In-

teressen im Oberbergamtsbezirk Dortmund, 1907. Essen (Ruhr), Bibliothek des Bergbau-Vereins.

Ritter von Łozinski, Walery, Dr., 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.

Lucius, Michel, Lehrer, 1909. Luxemburg-Gare.

Lucke, O., Bergassessor a. D., 1878. Breslau II, Claaßenstraße 7 I, Bureau des Herrn Bergwerksdirektors Notzny.

Luedecke, K., Dr., Professor, 1874. Halle a. S., Blumenthalstr. 8.

Lüdtke, Oberlehrer, Dr., 1908. Bromberg, Elisabethstraße 43 A.

Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St.

Macco, Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., 1897. Brühl, Bez. Cöln, Clemens-August-Str. 53.

* Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.

Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.

Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).

* Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bamberger Str. 15 I.

Mc Clelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. Johannesburg (Transvaal), P. O. Box 1146.

Mentzel, H., Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. Buer (Westfalen), Nienhofstr. 4.

Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Merzbacher, Gottfried, Dr., 1906. München, Skellstr. 9.

Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Meyer, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.

Meyer, Hermann, Dr., Assistent am Mineral.-Geol. Institut, 1905. Gießen.

Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.

Milch, Louis, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.

Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen, Akademiestr. 71.

Möhle, Fritz, Dr., Direktor, 1902. Hagen i. Westf., Bußkrugstr. 54 II.

Möhring, Walter, Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. s'Gravenhage (Holland), Jul. van Stolberg-Laan 43.

Monke, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Mordziol, C., Dr., 1908. Mainz, Zeibachstr. 4 II.

Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.

Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.

Mühlberg, Max, Dr., Professor, 1899. Aarau (Schweiz).

Müller, Aug., Dr., 1908. Berlin NW, Turmstr. 19. Linnaea, Naturhist. Institut.

Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.

München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Mylius, Hugo, cand. geol., 1907. München, Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Marienstraße 31.

Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Mozartplatz 28.

Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Neischl, Adalbert, Dr., Major a. D., 1905. Nürnberg, Lindenaststr. 29.

Nentwig, Dr., Professor, Bibliothekar der Reichsgräflich Schaffgottschen Majoratsbibliothek, 1899. Warmbrunn.

Neubaur, Bergrat, Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt.

Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.

Nopcsa jun., Baron François, 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.

Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), The Nook, Sandy Bay.

Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule.

* Obst, E., Dr., Assistent am Geographischen Seminar, 1909. Hamburg, Homerweg 54.

Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstraße.

Ollerich, Ad., cand. rer. nat., 1891. Hamburg, Central-Hotel, Rontzelstr. 68.

* Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Ordoñez, Ezequiel, Subdirektor des Instituto geológico, Ingénieur géologue des mines, 1898. Mexico 2 a, General Prim. 37.

Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W, Zietenstr. 6 B.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.

Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.

Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).

v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.

* Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Hamburg.

Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.

Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, k. k. Hofrat, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34/36.

Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Czernowitz, Universität.

Person, Kaufmann, 1901. Hannover, Adelheidstr. 6.

* Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Theresienstr. 57.

Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).

Philipp, Hans, Dr., 1903. Jena, Mineral.-Geolog. Institut der Universität.

* Philippi, Emil, Dr., Professor, 1895. Jena, Sonnenbergstraße 5.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 55.

Picard, Edmund, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Pietzker, Franz, Dr., 1909. Berlin W 35, Steglitzer Str. 50.

Pietzsch, Kurt, Dr., 1908. Leipzig, Talstr. 27 II.

Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.

* Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.

Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.

Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen.

* Pontoppidan, Harald, cand. geol., 1907. München, Geolog. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Lario (Prov. di Como), Italien.

Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1887. Rom, Museo geologico della Università.

Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft. 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W, Lazarusstr. 2b.

Potonié, Henry, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, 1887. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Precht, H., Dr. h. c., Professor, Mitglied des Grubenvorstandes und Fabrik-Direktor des Salzbergwerkes Neustaßfurt, 1909. Neustaßfurt bei Staßfurt.

Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.

* von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Hannover, Hildesheimer Str. 198.

Quaas, Arthur, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Quelle, Otto, Dr., 1903. Gotha, J. Perthes Geogr. Anstalt.

Quitzow, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Räfler, Friedrich, Bergreferendar, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.

Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.

Range, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Rau, K., Dr., Forstamtmann, 1905. Schussenried (Württemberg).

Rauff, Hermann, Dr., Professor, Mitarbeiter der Königl. Geolog. Landesanstalt, 1877. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Reck, Hans, cand. geol., 1908. Würzburg, Sanderring 3.

Regel, Fritz, Dr., Professor, 1892. Würzburg, Uhlandstraße 12.

Regelmann, C., Rechnungsrat bei dem Kgl. Statistischen Landesamt, 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.
Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 19.
Reich, Max, Professor, Dr. med., 1908. Berlin W 30, Motzstr. 85.
Reinisch, Dr., Professor, 1905. Leipzig-Co., Südstr. 123.
Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
Renz, Karl, Dr., Privatdozent, 1903. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
Richter, Professor, 1898. Quedlinburg, Bahnhofstr. 6.
Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M., Varrentrappstraße 55 III.
Rimann, E., Dr., Diplom-Bergingenieur, Assistent am Mineralog.-Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Dresden.
Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität.
Röchling, W., Bergbaubeflissener, 1908. Saarbrücken, Kanalstr. 1.
Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 30, Heilbronner Straße 9.
Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimrat, 1872. Heidelberg.
Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.
Ruska, Julius, Dr., Professor, 1907. Heidelberg, Mönchhofstr. 8.
Rutten, L., Dr., 1907. Utrecht, Burgstraat 70.
Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).
Sachs, Arthur, Dr., Professor, 1900. Breslau V, Gartenstraße 15/17.
Salfeld, H., Dr., 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Keplerstr. 3.
Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Tübingen, Olgastr. 5.
Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Technische Hochschule.

Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe, Bergrat, 1876. Karlsruhe, Leopoldstr. 51.

Scheibe, Robert, Dr., Professor, Mitarbeiter der Königl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.

Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Kassel, Fünffensterstraße 8 I.

Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelm-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.

Schlagintweit, Otto, Dr., 1907. München, Arcisstr. 9.

* Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 15 C.

Schlenzig, J., Diplom-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Klingental in Sachsen.

Schlippe, O., Dr., 1886. Gohlis bei Leipzig, Menckestr. 18.

* Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmeißer, Karl, Königl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Taschenstraße.

Schmidle, W., Professor, Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).

Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.

* Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.

Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6.

Schmidt, Martin, Dr., Kgl. Landesgeologe, Privatdozent, 1896. Stuttgart, Legionskaserne, Büchsenstr. 56 II.

Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schnarrenberger, Karl, Dr., Großherzogl. badischer Landesgeologe, 1904. Karlsruhe i. B.

Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schöppe, Willi, Dr., Dipl.-Bergingenieur, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.

Schroeder, Ernst, Dr. phil., Fabrikbesitzer, 1909. Oberlahnstein a. Rh.

Schröder, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.

Schubart, Hauptmann und Kompagniechef Infant.-Reg. 71, 1901. Erfurt, Hohenzollernstr. 31.

Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Friedenau bei Berlin, Niedstr. 37.

Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Köln, Sudermannplatz 4 I.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.

Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schuster, Julius, cand. rer. nat., 1909. München, Hildegardstr. 8 part.

Schwarz, Hugo, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1907. Clausthal (Harz).

Schwarzenauer, Generaldirektor, 1908. Helmstedt.

Schwertschlager, Dr., Professor, 1908. Eichstädt (Mittelfranken).

Scipio, W., Regierungsassessor, 1906. Mannheim, N 5.

Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.

* Seelheim, H., cand. geogr., Assistent am Geogr. Institut der Universität, 1909. Greifswald, Domstr. 59.

Seemann, Friedrich, Dr., Kustos am Städtischen Museum, 1909. Außig a. E. (Böhmen).

von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els., Blessigstraße.

Seiffert, Dr., Bergassessor, 1906. Halle a. S., Königstr. 9.

Seligmann jun., G., Bankier, 1873. Koblenz, Schloßrondel 18.

Selle, V., Dr., Bergassessor, 1909. Halle a. S., Krausenstraße 19.

Semper, Max, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 28.

Sichtermann, Dr., Bergassessor, 1907. Halle a. S., Oberbergamt.

Sieber, Hans, cand. geol., 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.

Siegert, Th., Dr., Professor, Oberbergrat, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.

Siegert, Leo, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

von Smolenski, Georg, Dr., 1908. Krakau, Ul. Siemiradskiego 3.

Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Halle a. S., Lafontainestr. 27.

Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, Wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Märkischen Museum, 1900. Berlin N 39, Reinickendorfer Str. 4.

Sommerfeldt, E., Dr., Professor, 1905. Tübingen, Geol. Institut.

Sommermeier, Leopold, cand. geol., 1908. Bonn, Geol. Institut der Universität.

Soenderop, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Sorg, Bergreferendar, 1905. Bonn, Hohenzollernstr. 2.

Soergel, Wolfgang, cand. geol., 1909. Weimar, Jenaer Straße 5.

Spethmann, Hans, Dr., 1909. Lübeck, Moislinger Allee 32A.

Speyer, Carl, cand. geol., 1907. München. (Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51), Schönfeldtstr. 30, Gartenh. I l.

Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.

Spitz, Wilhelm, Dr., Assistent am Stratigr.-Paläont. Institut, 1907. Heidelberg, Hauptstr. 52 III.

Spulski, Boris, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1909. Königsberg (Pr.).

Stache, Guido, Dr., K. K. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.

von Staff, Hans, Dr., 1909. Berlin W 66, Leipziger Straße 115/116.

Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, B. Bolotnaja 3.

Stappenbeck, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.

* Steenhuis, J. F., cand. geol., 1909. Groningen (Niederlande), Visscherstr. 39 a.

* Steenstrup, K. J. V., Dr., Staatsgeologe, 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15 I.

Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
Sterzel, J. T., Dr., Professor, 1877. Chemnitz, Heinrich Beckstr. 16.
Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Großherzogl. hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Roquetteweg 6.
* Stille, Hans, Dr., Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1898. Hannover, Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Institut des sciences, rue de la roseraie.
* Stoller, J., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
Strafsburg i. E., Geologische Abteilung der naturhistorischen Sammlung der Stadt Strafsburg. 1909. Straßburg i. E., Blessigstraße 1.
Strasser, Rud., Professor, 1908. Heidelberg, Werderstr. 32.
Strelin, Hugo, Dipl.-Ing., 1907. München, Karlsplatz 20 II.
Stremme, Hermann, Dr., Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie.
* Struck, Rud., Dr. med., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
Stürtz, B., Mineralienhändler, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
Stutzer, O., Dr., Privatdozent, 1904. Freiberg i. S.
Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien II, Afrikanergasse 9.
Tannhäuser, Felix, Dr., Privatdozent, 1903. Charlottenburg, Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule.
Tarnowitz, Oberschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1905.
Teßmar, Werner, Bergreferendar, 1908. Trier, Friedrich-Wilhelm-Str. 24.
Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.
Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., Professor, 1895. Kopenhagen, V. Aaboulevard 27.
* Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.
Thürach, H., Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe, 1885. Karlsruhe (Baden), Schirmerstr. 5.

Tießen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau bei Berlin, Friedrich-Wilhelm-Platz 6.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tietze, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tilmann, Norbert, Dr., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.

Tornau, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Lange Reihe 4, Geol.-Paläont. Institut der Universität.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien IV, k. k. Techn. Hochschule.

Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 62, Burggrafenstr. 13.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundsgasse 13.

* Trummer, P. H., Kaufmann, 1909. Wandsbeck, Löwenstraße 25.

Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-Petrograph. Institut.

Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.

* Uhlig, Victor, Dr., Professor, Hofrat, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.

Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, Königl. Oberbergamt.

* Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Vacek, Michael, Dr., k, k. Hofrat, Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Verloop, J. H., Dr., 1907. Hilversum (Holland), P. C. Hoftweg 9.

Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.

Viedenz, Oberbergrat a. D., 1875. Münster i. W., Dorotheenstr. 9.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.
Vogel, Heinr., Assistent am Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Aachen.
Vogel, Fr., Dr., 1884. Friedenau, Rembrandtstr. 12.
Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.
Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.
Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, Kaiserl. Geologe, 1901. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.
Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Breslau XVI, Parkstraße 32.
Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Ober-Herischdorf bei Warmbrunn.
Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
* Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geol. Landesanstalt, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.
Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Bergbau-Hilfskasse, 1864.
Waldschmidt, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.
Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstraße.
Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Facultad Agronomia, Calle Millau 396 A.
Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Scheidegg (Bayern).
van Waterschoot van der Gracht, Mr. W. A. J. M., Ingenieur-Director der Rijksopsporing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.
Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.
Weber, Maximilian, Dr., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.
Wedde, H., Dr., Professor, Oberlehrer, 1909. Halberstadt.
Wedding, Bergreferendar, 1907. Louisenthal (Saar), Provinzialstr. 24.
Wedekind, Rudolf, Dr., 1907. Wolffenbüttel, Markstr. 5.
Wegner, Richard, 1908. Breslau XIII, Kaiser-Wilhelm-Straße 103.
Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.
Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß. Schießrain 7.

Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Flüggenstraße 11.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.

Weiß, Arthur, Dr., Lehrer am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 4.

Weißermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Kgl. Bezirksgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.

Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.

Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Mercystr. 2.

Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Friesenstr. 13 I.

* Werth, Emil, Dr., Assistent am Biolog. Institut, 1908. Wilmersdorf bei Berlin, Bingerstr. 17.

van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.

* Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

* Wichmann, R., Dr., 1909. Hamburg 23, Richardstr. 88.

Widenmeyer, Oscar, Direktor, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, p. Adr. Prima Societate Romana de Foraj.

Wiegers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45 C.

Wilckens, Otto, Dr., Professor, Privatdozent, 1901. Bonn, Königstr. 97.

Wilckens, Rudolf, Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1909. Greifswald.

Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.

Wischniakow, N., Dr., 1876. Moskau, Gagarinsky Pereoulok 512.

Wittich, E., Dr., Assistent am Großherzogl. Museum, 1898. Darmstadt, Marienplatz 11.

Woijcik, Kasimir, Dr., Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig, Technische Hochschule, Mineral. Institut.

Wolff, F. M., Dr., Bergassessor a. D., 1908. Berlin NW, In den Zelten 11.

* Wolff, Wilhelm, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wülfing, Ernst, Dr., Professor, 1887. Heidelberg, Ziegelhäuser Landstr. 35.

Wunstorf, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Württenberger, Geh. Bergrat, 1876. Kassel, Jordanstr. 2.

Würzburg, Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität, 1909.

Wüst, Ewald, Dr., Privatdozent, 1901. Halle a. S., Am Kirchtor 3.

Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.

Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O, Küstriner Platz 9 II.

von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr. phil., Oberleutnant a. D., Privatdozent, 1905. Halle a. S., Seydlitzstr. 13.

Zech, L., Professor, 1883. Halberstadt, Wernigeroder Str. 23.

* Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.

Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Berlin W, Elßholzstr. 15 pt.

Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringerstr. 65, Forst- und Domänendirektion.

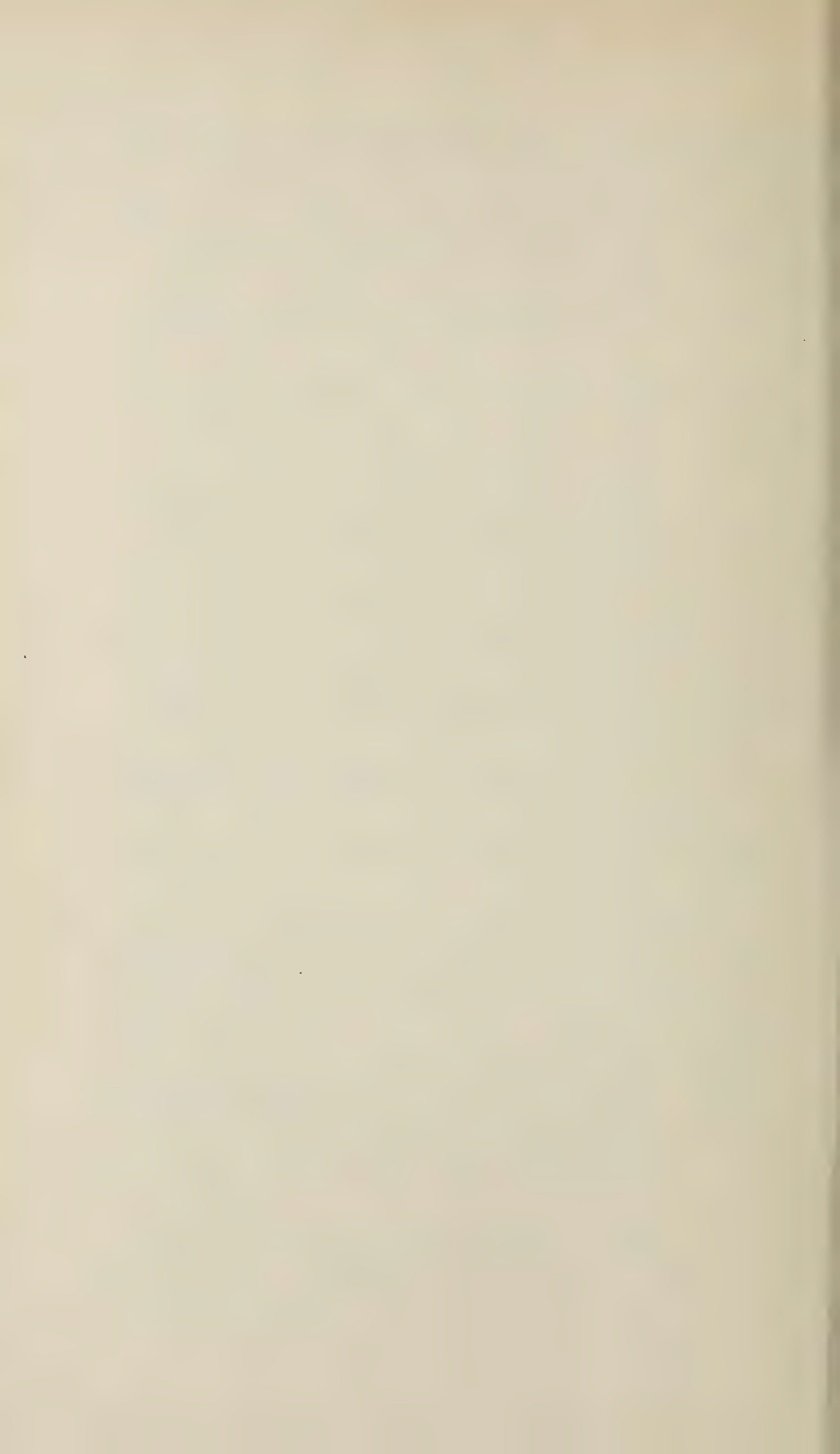
Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Wilhelmshöhe bei Kassel.

* Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

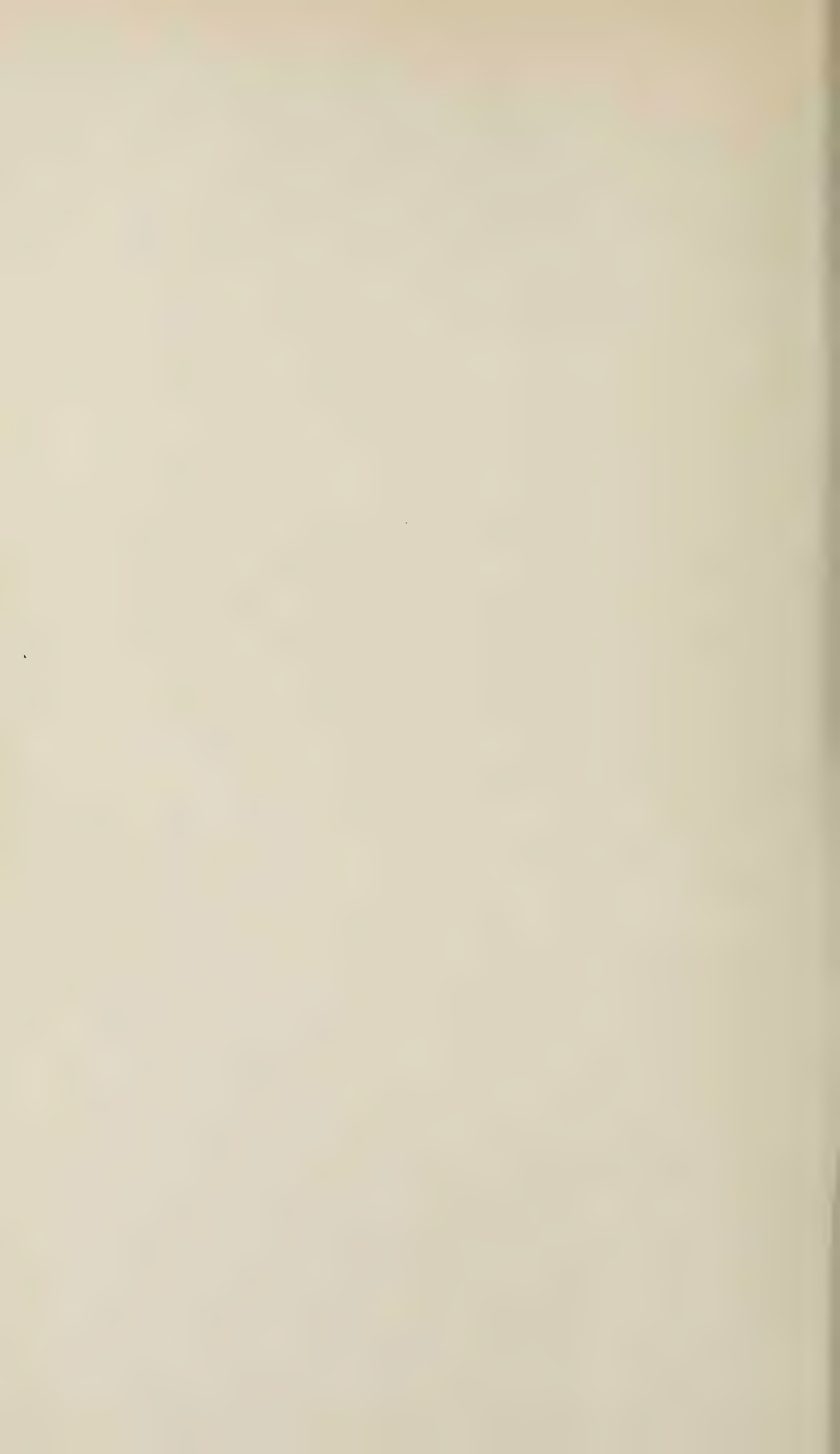
Zimmermann, Ernst, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin, 1909. Berlin NW 52, Melanchthonstr. 14.

Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1865. Bonn, Königstr. 2 A.

Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Ul. Mochnakiego 36.







Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

---

61. Band.

1909.

(Mit sieben Tafeln.)

Berlin 1909.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35. Schöneberger Ufer 39.



Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke), Berlin **N.**

Inhalt.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* Briefliche Mitteilung, *P.* Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Seite

ANDRÉE, K.: Bemerkung zu der Mitteilung des Herrn HANS STILLE: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. *B.* . . . *197*

—: Über Oolithe und Riffkalke. *B.* *71*

BÄRTLING, R.: Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies. (Mit 2 Textfiguren.) *P.* *372*

—: Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. (Mit 1 Textfigur.) *P.* *2*

BASEDOW, HERBERT: Beiträge zur Kenntnis der Geologie Australiens. (Hierzu Tafel VII und 20 Textfiguren.) *A.* . . 306

BECK, R.: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. C. Exkursionen nach der Versammlung. I. Bericht über die Exkursion in das östliche Erzgebirge. (Mit 3 Textfiguren.) *B.* *94*

BECKER, E.: Über den Roßberg im Odenwald. (Mit 1 Textfigur.) *B.* *28*

BERGT, W.: Magmatische Untersuchungen. 1. Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr. *B.* *182*

—: Über Anorthosit im Granulitgebiet des Plansker Gebirges in Südböhmen. *B.* *73*

BLANCKENHORN, M.: Geologie von Palästina. (Titel.) *P.* *230*

—: Über Pliocän und Quartär in Palästina. (Titel.) *P.* *290*

BÖHM, JOH.: *Inoceramus problematicus* V. SCHLOTH. sp. *B.* . . *117*

—: Zum Bett des *Actinocamax plenus* BLAINV. *404*

CREDNER, HERM.: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. A. Bericht über die Exkursionen vor der allgemeinen Versammlung in Dresden. *B.* *81*

DAMMER, BR.: Platten mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg. (Mit 1 Textfigur.) *P.* . . *66*

DAVIS, WILLIAM M.: Über Glazialerosion in Gebirgen. (Titel). *P.* *133*

FLIEGEL, G.: Über ein im Städtischen Museum für Handel und Industrie zu Köln aus natürlichem Gestein errichtetes geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge. *P.* . . . *174*

Seite

FREUDENBERG, WILHELM.: Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko. (Mit 6 Textfiguren.) *B.* . . . *254*
GAGEL, C.: Einige Facettengeschiebe aus der oberen Grundmoräne im Herzogtum Lauenburg. (Mit 1 Textfigur.) *P.* *64*
—: Über den angeblichen Gault von Lüneburg. (Mit 1 Texttafel.) *P.* *416*
—: I. Bericht über die von den Herren R. STRUCK, C. GAGEL und C. GOTTSCHE geleiteten Exkursionen vor, während und nach der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg mit Bemerkungen über die neuen Funde bei Lüneburg und Hemmoor und das Interglazial von Lauenburg. *B.* *430*
GAGEL, C., J. STOLLER und W. WOLFF: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im Anschluß an die Hauptversammlung in Hamburg im September 1909. *B.* . . *430*
GOTHAN, W.: Weiteres über floristische Differenzen (Lokalfärbungen) in der europäischen Carbonflora. *P.* *313*
GOTTSCHE: Begrüßungsworte. *P.* *345*
—: Geschichte und Einrichtung des neuen Mineralogisch-geologischen Instituts in Hamburg. (Titel). *P.* *395*
GROSCH, PAUL: Phylogenetische Korallenstudien. (Die Axophylliden.) (Hierzu Tafel I und 11 Textfiguren.) *A.* 1
GRUPE, O.: Zur Frage der Terrassenbildung im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehung zu den Eiszeiten. *P.* *470*
HAACK, W.: Bemerkungen zu den Stromatolithen KALKOWSKYS. *B.* *221*
HAARMANN: Über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück. *P.* . . . *170*
HARBORT, E.: Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. (Mit 2 Textfiguren.) *P.* *381*
HENKEL, L.: Über die Beziehungen des Mitteldeutschen Terebratulakalks und der schwäbischen Terebratelzone. *B.* *26*
HIBSCH, J. E.: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. C. Exkursionen nach der Versammlung. II. Bericht über die Exkursion in das Böhmische Mittelgebirge. (Mit 9 Textfiguren und 1 Texttafel.) *B.* *98*
JAEKEL, O.: Über die Agnostiden. (Mit 23 Textfiguren.) *A.* . 380
JENTZSCH, A.: Über den Begriff „Drumlin". (Titel.) *P.* *470*
—: Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide. *P.* *406*
KALKOWSKY, ERNST: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908. B. Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen. *B.* . . . *90*
v. KOENEN, A.: Brief an Herrn H. SCHROEDER. *B.* *514*
—: Driftbildungen in vorglazialen einheimischen Schottern in der Gegend von Hildesheim. *P.* *394*
KRUSCH, P.: Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. (Hierzu Tafel V und VI.) *A.* 230
—: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Münster (Gegend von Deuten und Rhade). (Titel.) *P.* . . . *61*

Seite

Kühn: Apparat zur Veranschaulichung der Lage geologischer Schichten im Raume und zur Lösung hierauf bezüglicher Aufgaben der praktischen Geologie. (Titel.) *P.* *392*

Kuntz, J.: Über die Herkunft der Diamanten von Deutsch-Südwestafrika. *B.* *219*

Lachmann, R.: Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten. (Mit 3 Textfiguren.) *B.* *331*

—: Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkantyps (Hemidiatrema). (Mit 1 Textfigur.) *B.* *326*

—: Vorläufiger Bericht über Vulkanstudien 1908. (Titel.) *P.* . . *230*

Linck, G.: Über die Entstehung der Dolomite. *P.* *230*

Lotz, H.: Reisebilder aus Deutsch-Südwestafrika. (Titel.) . . . *170*

—: Über die Diamantablagerungen bei Lüderitzbucht. (Mit 1 Textfigur.) *P.* *135*

v. Łozinski, W.: Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittel-Gebirges. (Mit 2 Textfiguren.) *B.* *447*

Mascke: Über die Trias Deutschlands. (Titel.) *P.* *391*

Menzel, Hans: Entstehung eines doppelten Wellenfurchensystems in Gr.-Mölln. (Mit 1 Textfigur.) *P.* *69*

—: Nochmals über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme. *B.* *427*

Mestwerdt: Mächtigkeitsschwankungen einiger Horizonte der Oberen Kreide. *P.* *62*

Michael, R.: Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien. *P.* *410*

Mordziol, C.: Nochmals über *Agnostus pisiformis* L. *B.* . . . *426*

Oestreich, K.: Geologische und geomorphologische Terrassenstudien. *B.* *157*

Oppenheim, Paul: Über Schichtenfolge und Fossilien von Laverda in der Marostica (Venetien). (Mit 1 Textfigur.) *B.* *36*

Papavasiliou, S. A.: Über die vermeintlichen Urgneise der Kykladen. (Hierzu Tafel III und 11 Textfiguren.) *A.* 132

Philippi, E.: Die präoligocäne Abtragungsfläche in Thüringen, ihr Verhältnis zu den Dislokationen und dem Flußnetz. (Titel.) *P.* *347*

Pietzsch, Kurt: Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. (Hierzu Tafel II und 6 Textfiguren.) *A.* 35

Pjeturss, Helgi: Über marines Interglazial in der Umgebung von Reykjavik, Island. (Mit 7 Textfiguren.) *B.* *274*

Pohlig, Hans: Cypridensilicit in der rheinischen Braunkohle. *B.* *342*

—: Über *Elephas trogontherii* in England. (Mit 5 Textfiguren.) *B.* *242*

—: Über zwei neue altplistocäne Formen von *Cervus*. (Mit 2 Textfiguren.) *B.* *250*

Range, P.: Bemerkungen zu „Paul Hermann: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika". *B.* *147*

—: Die geologischen Formationen des Namalandes. (Mit 1 Texttafel.) *B.* *120*

—: Zur Stratigraphie des Hererolandes. *P.* *291*

Renz, C.: Der Nachweis von Lias in der Argolis. (Hierzu Tafel IV und 2 Textfiguren.) *A.* 202

Römer, F: *Pterodactylus Kochii* Wagner. *B.* *130*

Rutten, L.: Die diluvialen Elephanten-Arten der Niederlande. *B.* *396*

Salomon, Wilhelm: Über angebliches Untersilur in Venezuela. *B.* *193*

Schäfer, H. F.: Über die pleistocäne Säugetierfauna und die Spuren des paläolitischen Menschen von Burgtonna i. Thür. *A.* 445

Seite

Schlee, P.: Über Grottenbildung an der Küste der Bretagne. *P.* *391*

Schmierer, Th.: Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. *B.* *499*

Schucht, F.: Über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme. *B.* *217*

Soenderop, F.: Zur Altersstellung der paludinenführenden Sande im Grunewald bei Berlin. *B.* *340*

— und H. Menzel: Über interglaziale, paludinenführende Ablagerungen vom Phöben bei Werder (Mark). *P.* *57*

Stappenbeck: Über den geologischen Aufbau der Vorkordillere in den Provinzen San Juan und Mendoza (Argentinien). (Titel.) *P.* *2*

Stille, Hans: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. (Mit einer Formationstabelle.) *B.* *17*

—: Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. Müller bei Paderborn. *B.* *194*

—: Der Mechanismus der Osningfaltung. (Titel.) *P.* *405*

Stoller, J.: Exkursion am 19. September nach Glinde bei Uetersen. *B.* *442*

Stremme, H.: Über die Säugetierfauna der Pithekanthropusschichten. (Titel.) *P.* *325*

—: Über eine präneocome Schichtenverschiebung im nördlichen Harzvorlande. *P.* *308*

Tilmann, Norbert: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo. (Mit 10 Textfiguren.) *B.* . . . *198*

Walther, Joh.: Über algonkische Sedimente. (Mit 5 Textfiguren.) *A.* 283

Werth, Emil: Die Mikindanischichten und die jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen in Ostafrika. *B.* *155*

—: Die Paludinensande und die Seenrinne im Grunewald bei Berlin. *B.* *161*

—: Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen. (Mit 2 Textfiguren.) *P.* *300*

—: Zur Entstehung der Förden. *B.* *401*

Wichmann, A.: Über Torf- und Kohlenbildungen in den Tropen. (Titel.) *P.* *394*

Wichmann, R.: Kurze Mitteilung über ein neues Vorkommen von Dolomitisierung am Greitberg bei Holzen. *P.* *392*

Wilckens, Otto: Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs (Graubünden). (Hierzu 1 Texttafel und 2 Textfiguren.) *454*

Wolff, W.: Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Sonderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker). *B.* *443*

—: Carl Christian Gottsche. Ein Lebensbild. *B.* *417*

—: Der Untergrund von Bremen. *P.* *348*

—: Über die Entstehung der schleswigschen Förden. *B.* . . . *224*

Yabe, H.: Zur Stratigraphie und Paläontologie der oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. (Mit 4 Textfiguren.) *A.* 402

Zimmermann, E.: Neubildungen von Steinsalz, Sylvin und Syngenit auf dem Kaliwerke Glückauf-Sondershausen. *P.* . . . *414*

—: Neue Funde von Pegmatitanhydrit aus dem jüngeren Steinsalz im Schachte der Adler-Kaliwerke bei Oberröblingen a. See. *P.* *10*

—: Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen. (Mit 1 Textfigur.) *B.* *149*

	Seite
Druckfehlerberichtigungen	VIII
Geschäftliche Mitteilungen des Vorstandes	*71*
Mitgliederverzeichnis	495
Mitgliederzahl	*367*
Ortsregister	*521*
Protokoll der Sitzung am 6. Januar	*1*
- - - - 3. Februar	*57*
- - - - 3. März	*133*
- - - - 7. April	*169*
- - - - 5. Mai	*229*
- - - - 9. Juni	*289*
- - - - 7. Juli	*313*
- - Hauptversammlung:	
Sitzung am 16. September	*345*
- - 17. -	*367*
- - 18. -	*392*
- - Sitzung am 3. November	*405*
- - - - 1. Dezember	*469*
- - Vorstands- und Beiratssitzung am 17. September	*366*
- - Vorstands- und Beiratswahl für 1910	*497*
Rechnungsabschluß	465
Redaktionsbericht	*369*
Sachregister	*541*
Voranschlag für 1910	482
Zugänge für die Bibliothek 1909	483, *56*, *131*, *166*, *228*, *288*, *311*, *344*, *465*, *520*

Druckfehlerberichtigungen.

Seite 25 Zeile 21 von oben lies „Chonaxis“ statt „Conaxis“.
- 146 Zeile 17 von oben lies „Diabas“ statt „Dibas“.
- 400 Erklärung zu Fig. 18 lies „Agnostus“ statt „Aquostos“.
- 413 Zeile 3 von unten lies „Trichinopoli“ statt „Trichnopoli“.
- 416 Zeile 16 von oben lies „des“ statt „der“.
- 417 Zeile 9 von oben lies „dem“ statt „der“.
- 421 Tabelle Zeile 11 von oben lies „Desmoceras“ statt „Desmoberas“.
- 435 Zeile 17 von oben lies „Denisonianus“ statt „Denisoniana“.



Erklärung zu Tafel I.

Fig. 1. *Lithostrotion aranea* E. u. H. — Original in Freiburg i. Br.
Typus der massigen Lithostrotion-Arten.

Fig. 1 a. *Lithostrotion aranea* E. u. H. — Original in Freiburg i. Br.
Kelchquerschliff.
C = Columella, *S* = langes Septum, *S'* = kurzes Septum, *W* = Außenmauer, *W'* = Innenmauer, *ml* = Mittellamelle.

Fig. 2. *Pleurocora Angelisi* Felix. Kop.
Plattiger Stock; Coenenchym, Rippen.
C = Columella.

Fig. 3. *Turbinaria peltata* Esp. — Original in Bonn.
Gesamtansicht eines Stockes.
C = Columella.

Fig. 3a. *Turbinaria peltata* Esp. — Original in Bonn.
Kelch, von oben gesehen.
W' = Innenmauer, *S* = langes Septum, *S'* = kurzes Septum, *C* = Columella, *ml* = Mittellamelle.

Fig. 4. *Siphonodendron junceum* Flem. sp. — Original in Freiburg i. Br.
Stock mit parallelen Röhrenzellen.

Fig. 5. *Goniocora pumila* Quenst. sp. — Original in Freiburg i. Br.
Teilansicht eines Stockes mit zwei parallelen Zweigen.
C = Columella.

Fig. 6. *Lonsdaleia floriformis* Flem. sp. — Original in Freiburg i. Br.
Querschliff durch einen Kelch.
ml = Mittellamelle, *S* = langes Septum, *S'* = kurzes Septum, *W* = Außenmauer, *W'* = Innenmauer, *C* = Columella. Randzone, mittlere Zone und innere (Zentral-) Zone sind deutlich zu erkennen.

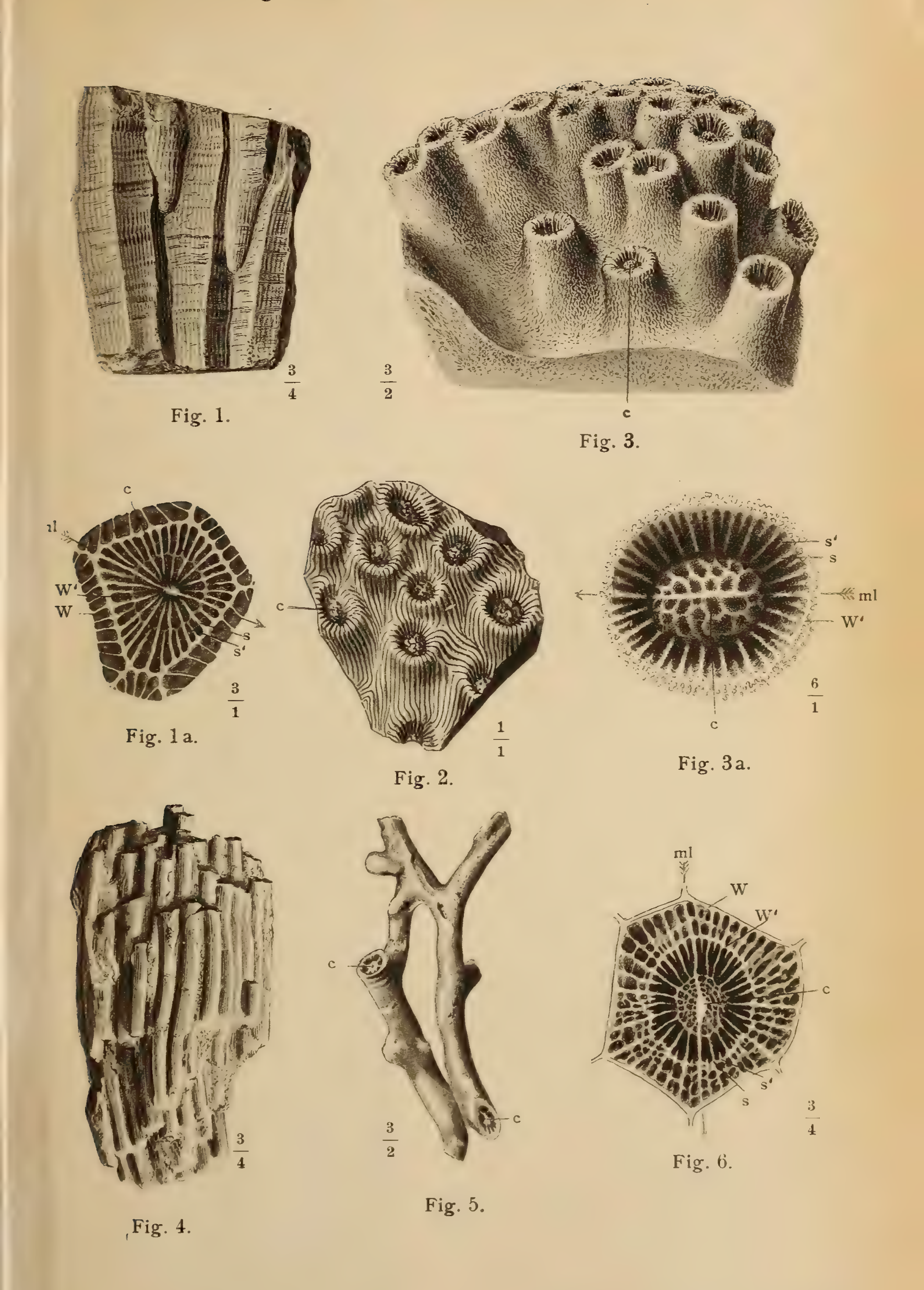
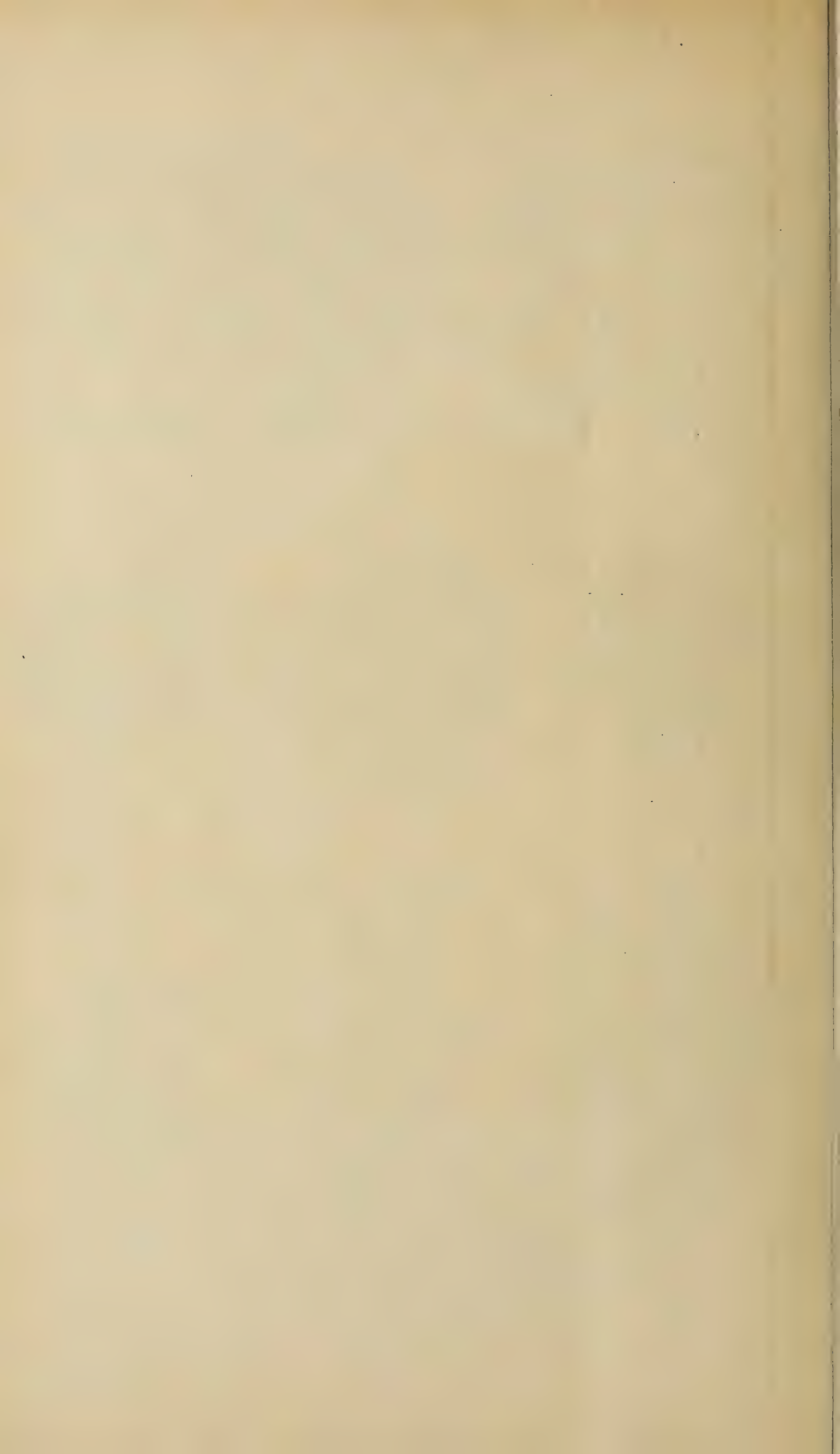
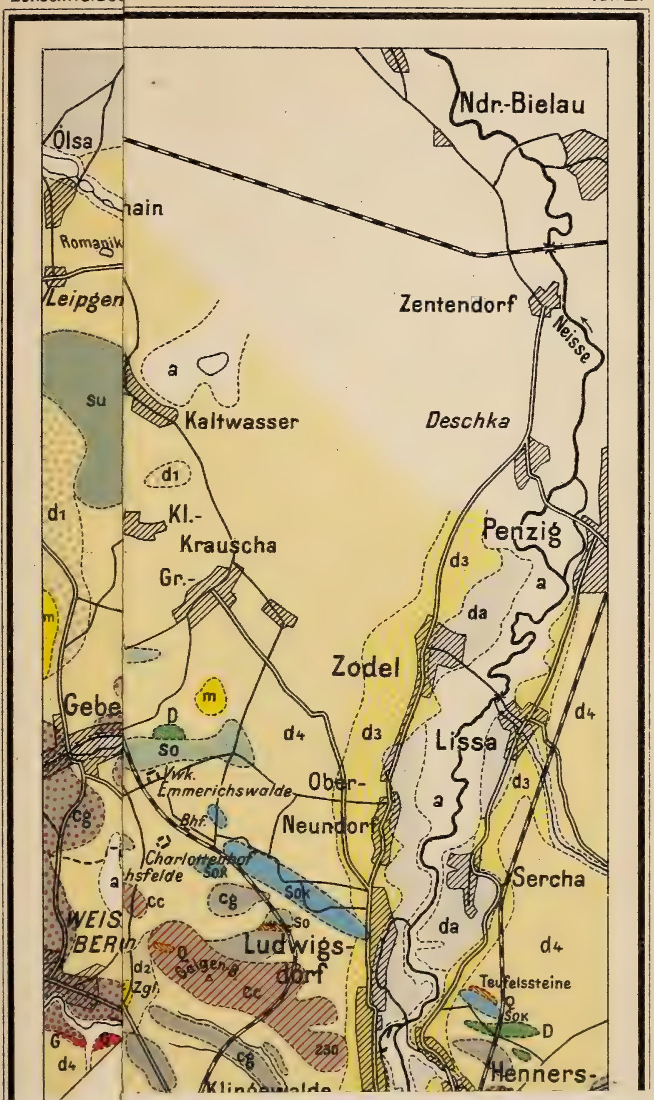


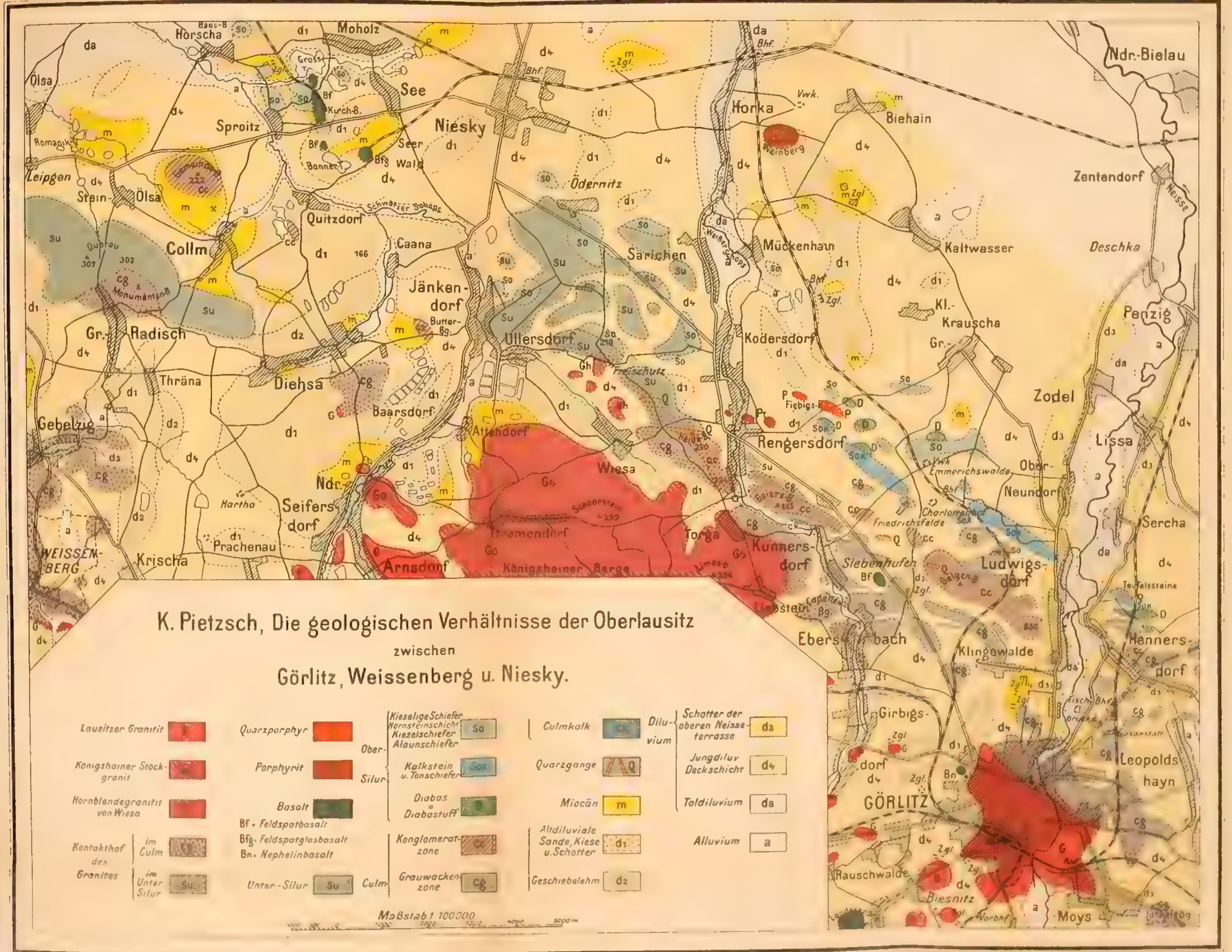
Fig. 1. Fig. 3. Fig. 1a. Fig. 2. Fig. 3a. Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

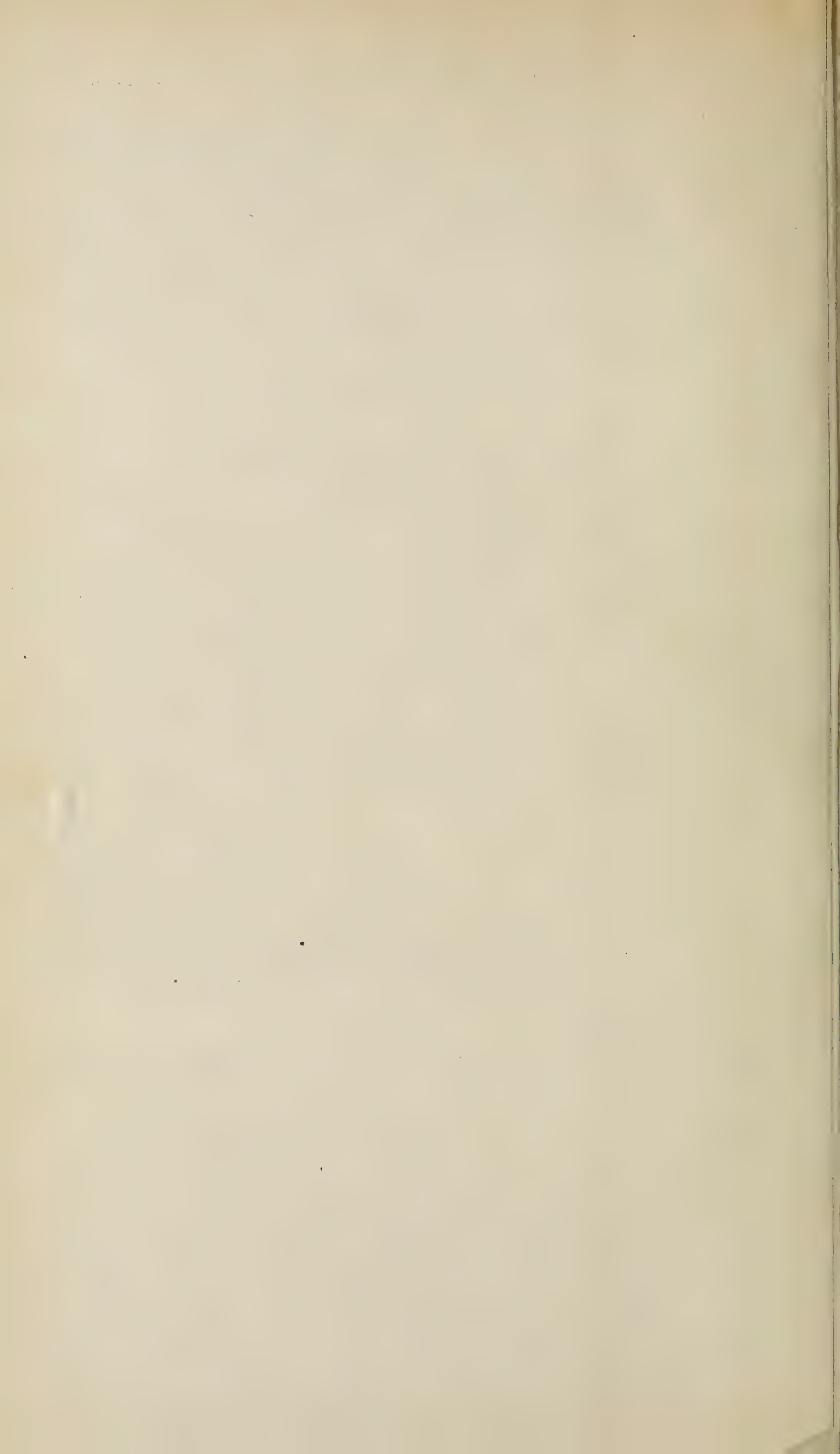
Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

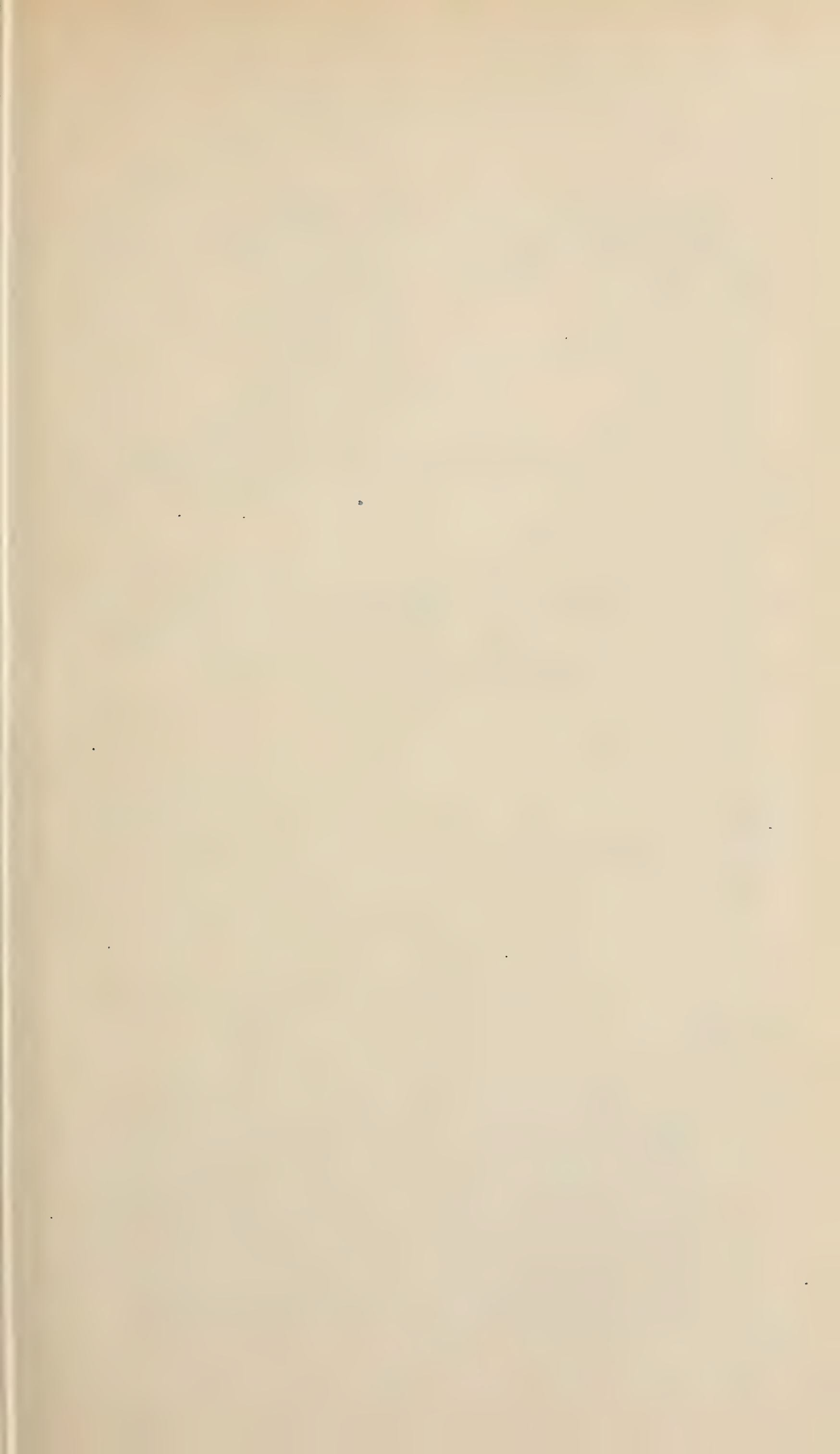



Ndr.-Bielau
Ölsa
ain
Romanik
Leipgen
Zentendorf
Neisse
a
su
Kaltwasser
Deschka
d1
d1
Kl.-
Krauscha
Gr.-
Penzig
d3
a
da
m
Zodel
m
Gebe
D
d4
d3
d4
so
Lissa
Vwk.
Emmerichswalde
Ober-
d3
cg
Bhf.
Neundorf
a
Charlottenhof
hsfelde
SoK
Sercha
a
cc
cg
SoK
WEIS
BER
so
da
d4
Ludwigs-
dorf
d2
Zgl.
cc
Teufelssteine
SoK
D
G
d4
cg
Henners-




K. Pietzsch, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz
zwischen
Görlitz, Weissenberg u. Niesky.
Lausitzer Granitit
Königshainer Stockgranit
Hornblendegranitit von Wiesa
Kontakthof des Granites
im Culm
im Unter Silur
Quarzporphyr
Porphyrit
Basalt
Bf. = Feldspatbasalt
Bfg. = Feldspatglasbasalt
Bn. = Nephelinbasalt
Unter-Silur
Su
Ober-Silur
Kieselige Schiefer, Hornsteinschicht, Kieselschiefer, Alaunschiefer
So
Kalkstein u. Tonschiefer
Sok
Diabas u. Diabastuff
D
Culm
Konglomeratzone
cc
Grauwackenzone
cg
Culmkalk
ck
Quarzgänge
Q
Miocän
m
Altdiluviale Sande, Kiese u. Schotter
d1
Geschiebelehm
d2
Diluvium
Schotter der oberen Neisseterrasse
d3
Jungdiluv. Deckschicht
d4
Taldiluvium
da
Alluvium
a
Maßstab 1:100000
Horscha
Moholz
See
Niesky
Horka
Biehain
Ndr.-Bielau
Sproitz
Leipgen
Stein-Ölsa
Quitzdorf
Collm
Caana
Jänkendorf
Ödernitz
Sarichen
Mückenhain
Kaltwasser
Zentendorf
Deschka
Kl.-Krauscha
Penzig
Gr.-Radisch
Thräna
Diehsa
Baarsdorf
Ullersdorf
Kodersdorf
Zodel
Gebelzig
Altendorf
Wiesa
Rengersdorf
Lissa
Ndr.-Seifersdorf
Hartha
Krischa
Prachenau
Arnsdorf
Königshainer Berge
Torga
Kunnersdorf
Siebenhufen
Ludwigsdorf
Neundorf
Sercha
Weissenberg
Ebersbach
Klingewalde
Hennersdorf
Girbigsdorf
Görlitz
Leopoldshayn
Rauschwalde
Biesnitz
Moys





Flasergranit Fg,
grobkörnig, porphyrisch.

A Chlorit- und adinolenartiger (Flaser-) Granit.
(Adinole bei Pátelo stark vergrößert.)

Schiefergranit Sg,
fein- bis mittelkörnig.

Sg Einlagen von Schiefergranit im Flasergranit
in übertriebener Breite.

og Olivingestein, Breite übertrieben.

Injizierter Schiefer (Metagneis),
Halónos-Stufe HS.

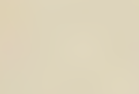
Injizierter Schiefer (Metagneis),
Komiakì-Stufe KS.
(Die Einlagen im Schiefergranit meist schematisch.)

Marmor, grobkörnig,
Keramotì-Stufe KM.
(Die schmalen Einlagen im Sg und der schmale südliche Teil des Halbringes in übertriebener Breite; die ganz kleinen Einlagen im Sg in übertriebener Größe.)

Vorwiegend Biotitschiefer nebst viel Amphibolschiefer { Komiakì-Stufe KS. / Mési-Stufe MsS.

Am Amphibolit, Breite übertrieben.

T Talkschiefer nebst Chloritschiefer, durchzogen von Amphibolit- und Augitgestein-Putzen.



Marmor, vorwiegend mittel- bis feinkörnig {

Amómaxi-Stufe AM.
(In übertriebener Breite beiderseits der Phanári-Mulde.)

Untere AM_1.
(In übertriebener Breite.)

Obere AM_2.

Nebenlage im Apíranthos-Schiefer NMa.
(In übertriebener Breite.)

Phanári-Stufe PhM.

Nebenlagen im Liónas-Schiefer NM, NMp.
(Meist schematisch, NMp ganz schematisch und mit willkürlichen Grenzen.)

Zeit

Taf. III.

…as B.

Venetis H.

…ridi

Erklärung zu Tafel III.

Flasergranit Fg,
grobkörnig, porphyrisch.

A Chlorit- und adinolenartiger (Flaser-) Granit.
(Adinole bei Pátelo stark vergrößert.)

Schiefergranit Sg,
fein- bis mittelkörnig.

Einlagen von Schiefergranit im Flasergranit
in übertriebener Breite.

Olivingestein, Breite übertrieben.

Injizierter Schiefer (Metagneis),
Halónos-Stufe HS.

Injizierter Schiefer (Metagneis),
Kominaki-Stufe KS.
(Die Einlagen im Schiefergranit meist schematisch.)

Marmor, grobkörnig,
Keramoti-Stufe KM.
(Die schmalen Einlagen im Sg und der schmale südliche Teil des Halbringes in übertriebener Breite; die ganz kleinen Einlagen im Sg in übertriebener Größe.)

Vorwiegend Biotitschiefer nebst viel Amphibolschiefer { Kominaki-Stufe KS. | Mési-Stufe MsS.

Amphibolit, Breite übertrieben.

Talkschiefer nebst Chloritschiefer, durchzogen von Amphibolit- und Augitgestein-Putzen.

Marmor, vorwiegend mittel- bis feinkörnig:
- Amómaxi-Stufe AM.
  (In übertriebener Breite beiderseits der Phanári-Mulde.)
- Untere AM_1.
  (In übertriebener Breite.)
- Obere AM_2.
- Nebenlage im Apíranthos-Schiefer NMa.
  (In übertriebener Breite.)
- Phanári-Stufe PhM.
- Nebenlagen im Liónas-Schiefer NM, NMp
  (Meist schematisch, NMp ganz schematisch und mit willkürlichen Grenzen.)

Biotitschiefer, Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer { Apíranthos-Stufe AS. | Nebenlagen im Phanári-Marmor { untere NS_{φ_1}. | obere NS_{φ_2}.

Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer.
Liónas-Stufe LS.
(Im südöstlichen Teil der Insel meist schematisch.)

Marmor, sehr feinkörnig { Zas-Stufe ZM. | Pánormos-Stufe PM.

Muscovitschiefer, toniger Phyllit, Moutzoúna-Schiefer MS.

Sedimente:
- untere:
  - Sandsteine, grauwackenartig, nebst Tonschiefer, S_1g.
  - vorwiegend Kalk- und Tonsandsteine und Mergel S_1s.
- mittlere:
  - Quarzkonglomerate, Arkosen, Hornsteine usw. S_2.
- Al Aluvium Al.

Sedimente, obere: vorwiegend sehr grobes Konglomerat S_3.

Diabas D. Im Becken von Engarès zum Teil mit Diabastuff (Schalstein), meist aber mit Alluvionen bedeckt.

Dt Diabastuff für sich allein.

S Bronzit-Serpentin, stark vergrößert.

Hauptsmirgellagerstätten in übertriebener Breite, die Punkte in übertriebener Größe überhaupt.

Vorkommnisse von:

1. Kriòs,
2. Phyroopà,
3. Phyròs Krimnòs,
4. Spiliadákia,
5. Anastási-Phytiás,
6. Skála,
7. Phyrostepháni,
8. Vounò,
9. Amália,
10. Paliópyrgos,
11. Amádes,
12. Louri,
13. Kastelláki,
14. Mavropháraugas,
15. Pezoúlàs,
16. Krimnòs-Kabi,
17. Spilios-Renidi-Kakà Briádia,
18. Tirópita,
19. Kórkàs,
20. Stravolangáda,
21. Machäràs,
22. Kalathàs,
23. Kakóryakas,
24. Agriosykià,
25. Aspalathropòs,
26. bei Keramoti,
27. Kalikatzini,
28. Koxaki,
29. bei Sagri,
30. Kavallàris,
31. Mavropétri,
32. Hágios Artémios.

Außerdem noch ein weiteres Vorkommen im SW von Kriòs, bei Pláka und ein anderes südlich von Sagri, die nicht eingetragen wurden.

→ Schichtfallen.

○ Ortschaften. Der Bequemlichkeit halber sind sie, mit Ausnahme der Stadt, mit gleicher Größe gezeichnet. Darum sind sie oft kleiner dargestellt als sie wirklich sind.

▫ Verlassene Ortschaften.

Berggipfel.

Paß.

+ Einige Kirchen.

‡ Einige Klöster (zum Teil verlassen).

Pyrgos (Ypsili). Pyrgos tou Chimárrou.

Bg. Berg. Gp. Gipfel. Schl. Schlucht. K. Kap. B. Bai. I. Inselchen.

Anmerkung. Um nicht die Lesbarkeit der Karte zu erschweren, sind einige Zahlen (Seehöhen) fortgelassen, darunter die Höhen von Phanári (908 m), Amómaxi (817 m), Phynélia (637 m). — Es ist nicht entschieden, ob aller Schiefer auf der Westhälfte der Insel, der als MsS angegeben ist, zu diesem Horizont gehört. Es könnte auch der entsprechende AM_1 eine Nebenlage im KS sein. So auch in den entsprechenden Profilen I und IV. — Die Smirgelvorkommnisse von Kalikatzini und Koxaki sind statt durch Punkte durch Striche markiert. — Das Vorkommen von Kavallàris streicht vielmehr nach OSO. — Ich bin nicht sicher, daß Spedò die bezeichnete Bai heißt, oder die östlich daran folgende.





Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1909.

Geologische Karte von Naxos

von

S. Papavasiliou.

0 2 4 6 8 10 Km.

HOFKUNSTANSTALT ALBERT FRISCH
BERLIN W. 35.





Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. *Hildoceras bifrons* Brug. aus dem Oberlias von Apano-Phanari in der Argolis (nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios). Etwas verkleinert.

Fig. 2. *Hildoceras serpentinum* Rein. aus dem Oberlias von Apano-Phanari (NNO von Hagios Georgios). Nat. Größe. Die Rippen sind etwas stärker hervorgehoben als beim Original.

Fig. 3. *Hildoceras Levisoni* Simpson aus dem Oberlias von Apano-Phanari (nordöstlich der Kapelle Hagios Georgios). Nat. Größe.

Fig. 4. *Phylloceras Nilssoni* Hébert aus dem Oberlias von Apano-Phanari (nördlich von Hagios Georgios). Etwas verkleinert.

Fig. 5. *Hildoceras bifrons* Brug. var. Vergleichsstück aus dem Oberlias von Anavrysada auf Leukas. Zwischenform zwischen *Hildoceras bifrons* Brug. und *Hildoceras Levisoni* Simpson. Nat. Größe.

Sämtliche Stücke sind vom Verfasser gesammelt und bestimmt und befinden sich in dessen Privatsammlung.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.





Erklärung der Tafel V.

I. An jedem Bohrloch bezeichnet in der schraffierten Fläche
die erste dünne Zahl die Unterkante des Senons;
die zweite dünne Zahl die Unterkante des Emschers;
(steht nur eine dünne Zahl über der ersten stärkeren, so bezeichnet sie die Unterkante des Emschers; eine hinter der Senonmächtigkeit in Klammern stehende Zahl gibt die Mächtigkeit der „Sande von Haltern" an;)
die erste stärkere Zahl die Unterkante des Cenomans;
die folgende dünne Zahl die Unterkante des Buntsandsteins
und die folgende stärkere Zahl die Unterkante des Zechsteins.

II. An jedem Bohrloch bezeichnet in der nicht schraffierten Fläche
die zu oberst stehende dünne Zahl die Unterkante des Emschers,
die folgende stärkere Zahl die Unterkante des Cenomans.

Die römischen Zahlen an den Bohrlöchern geben die Bohrungen des Geh. Kommerzienrats FUNKE an.

Steht *T* vor dem Bohrpunkt, so handelt es sich um eine Trierbohrung.

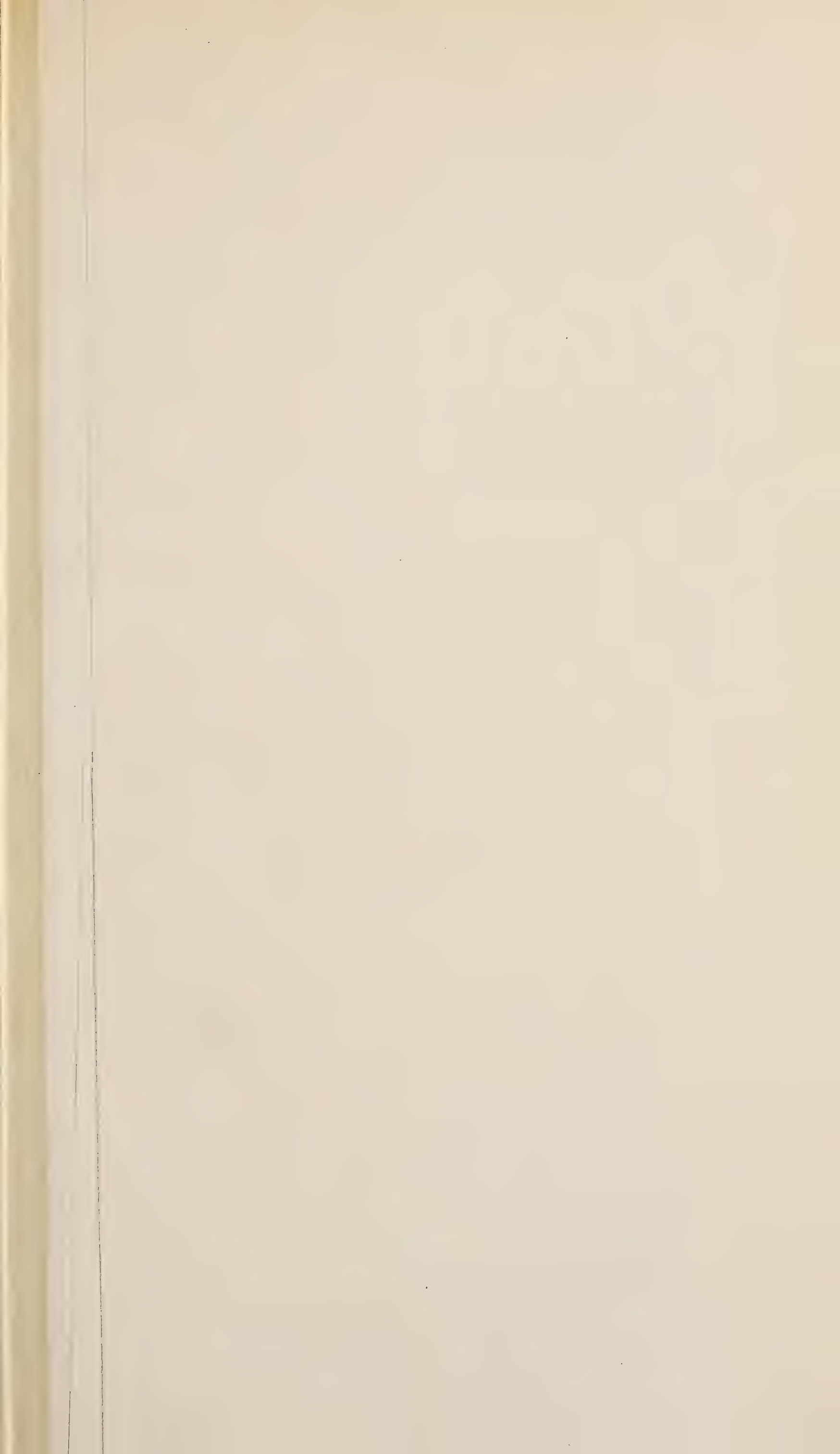
Rh. = Bohrung Rhade.

Kl. R. = Bohrung Klein-Reken.

Fr. Gew. III = Bohrung Frisch Gewagt III oder Sölten.

R. 1 = Bohrung Raesfeld 1.

× an einer Bohrung gibt an, daß der untere Teil des Senons nicht sandig, sondern kalkig entwickelt ist.



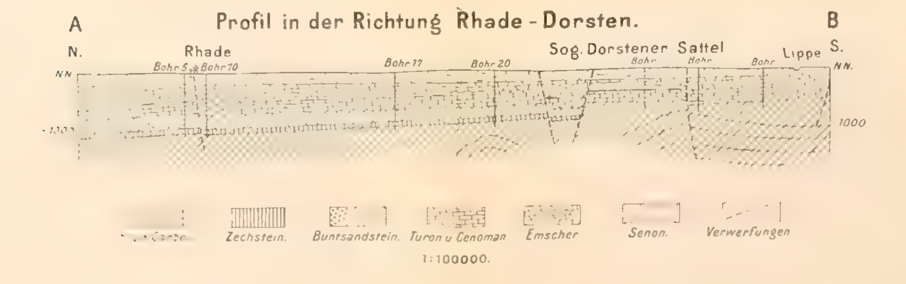


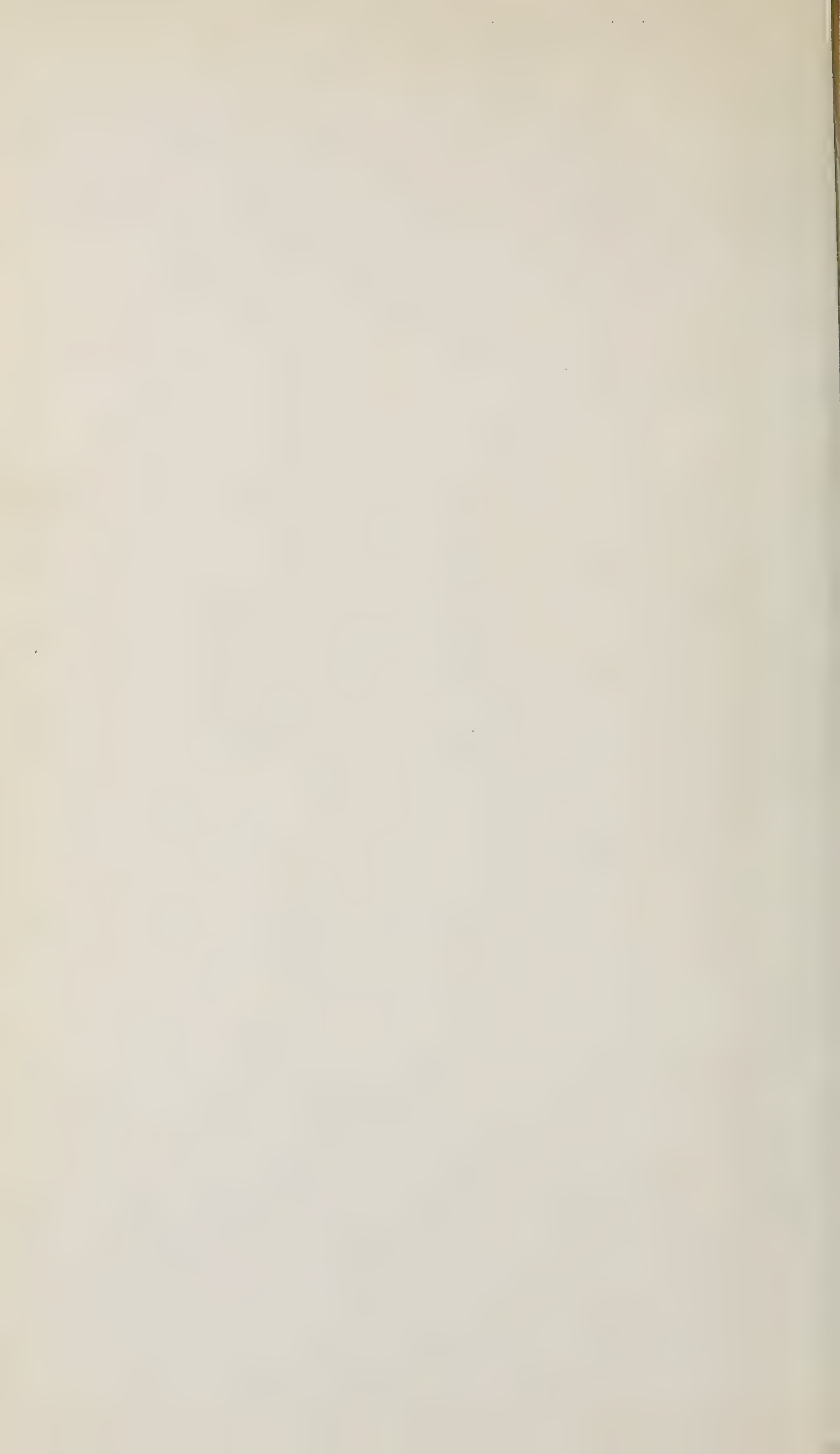
Trias-Zechstein-Verbreitungsgebiet.

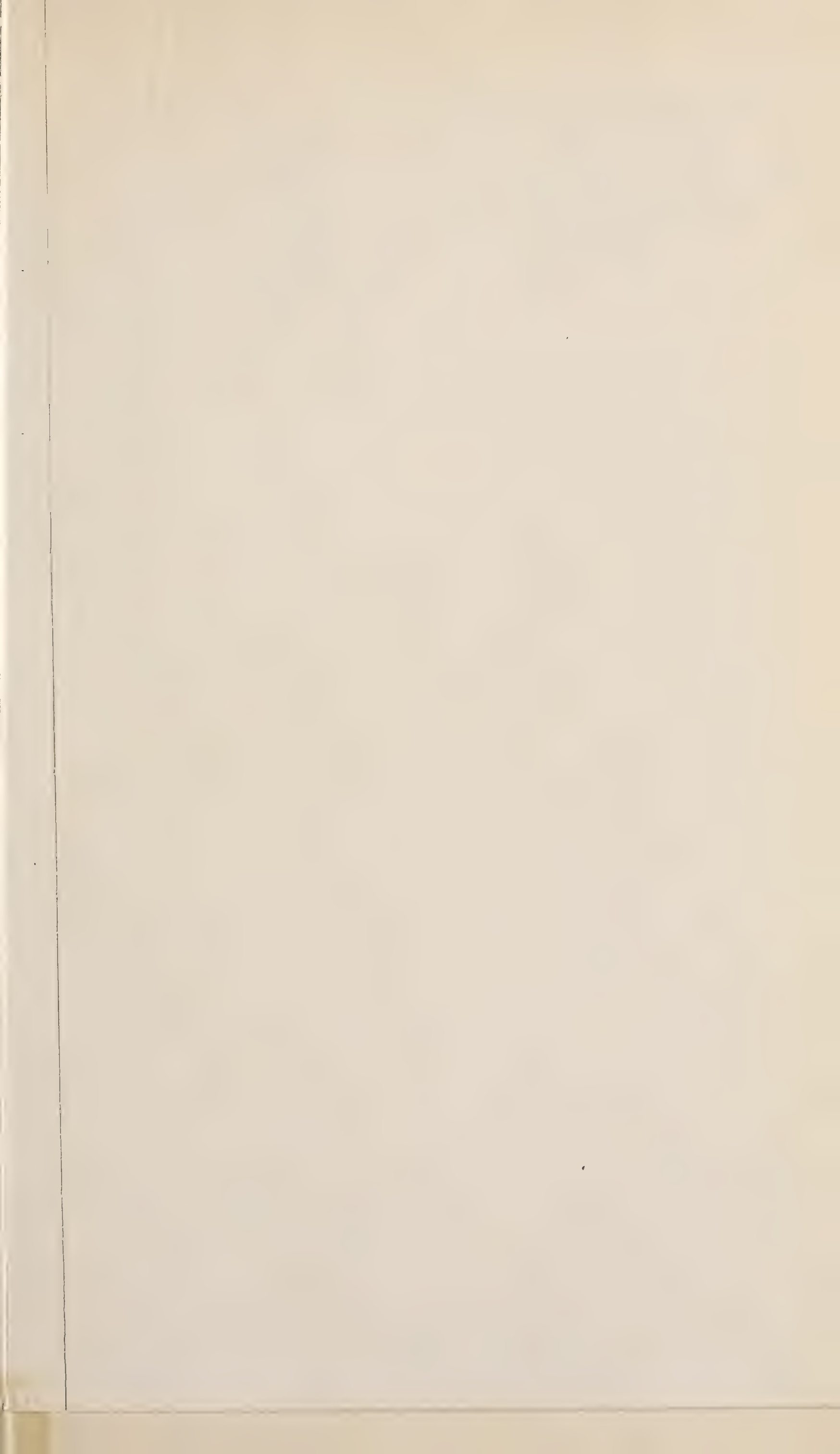
Verwerfungen mit Einfallszeichen.

Sattel- bzw. Muldenlinien.

Tektonische Karte des südlichen Teiles des Fürstlich-Salm-Salmschen Regalbezirkes.









Senon in der ganzen Mächtigkeit in mergeliger Ausbildung durch die Bohrungen nachgewiesen.

Senon in der ganzen Mächtigkeit in sandiger Ausbildung mit festen Bänken durch die Bohrungen nachgewiesen.

Perm-Zechstein-Verbreitungsgebiet, z. T. salzführend.

Verwerfungen mit Einfallszeichen

Linien gleicher Senon- und Emscher-Mächtigkeit.

Linien gleicher Gesamt-Kreide-mächtigkeit

Östliche Grenze der Salzführung im Zechstein.

Durch nachträgliche Abrasion und tektonische Einflüsse mehr oder weniger modifizierte westliche Ob.-Kreide-Kontinentalgrenze

Durch nachträgliche Abrasion mehr oder weniger modifizierte südliche Trias-Zechstein-Kontinentalgrenze.

Eine Zahl am Bohrloch, z. B. E 1352 Kr., gibt die Gesamt-Kreidemächtigkeit an; von zwei Zahlen, z. B. M 2 5 897 / 1137 Kr. bezeichnet die obere die Emscherunterkante und die untere die Gesamt-Kreidemächtigkeit.

Von den Buchstaben an den Bohrlöchern bedeutet H = Haltern, M = Münster, E = Everswinkel, H = Hoetmar und L = Lüdinghausen.

Verbreitung und Tektonik der wichtigsten Deckgebirgsschichten und des Prod.-Carbons im westlichen und mittleren Teile des Beckens von Münster.





Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. Die Entstehung von Pseudogeröllen aus Quarzitlagen, die dem Tonschiefer eingelagert sind; Blackwood.

A—A'. Hauptbruchfläche, welche durch sämtliche Schichten, einschließlich der Pseudogeröll-Lagen *B'* usw., scharf hindurchschneidet.

B, *B'*, *B''*. Ein durch den Hauptbruch sowie durch einen Nebenbruch *H'—H* zerbrochene Lage von Pseudogeröllen.

C—C'. Eine durch den Hauptbruch verworfene Quarzitlage, die im Norden *C* ihre ursprüngliche Beschaffenheit noch besitzt, im Süden *C'* jedoch Pseudogeröllstruktur angenommen hat und bei *C'* linsenförmig verquetscht ist.

D, *E*, *F*, *G*. Linsenförmig ausgequetschte Quarzitlagen (Schwänzchenquarzite)[1].

H—H'. Kleinere Nebenverwerfung.

Fig. 2. Ausgequetschte Quarzitlagen in stark gefalteten und gefältelten sandigen Tonschiefern.

A. Quarzitkeil, unten im Schatten undeutlich verlaufend, oben deutlich abgequetscht.

B. Hauptfältelung des Tonschiefers. Die am besten entwickelten Falten sind infolge der photographischen Verkleinerung nur angedeutet. Die außerordentlich feine Fältelung, die sich bis zu mikroskopischen Dimensionen verfolgen läßt, ist im Bilde nicht zu erkennen.

C. Ein Busch von *Acacia penninervis*.

---

[1] Ich bezeichne die linsenförmigen, mit spitzen Enden ausgequetschten Quarzitlagen nach Analogie der bekannten Schwänzchenporphyre (Futterer) als Schwänzchenquarzite.



Fig. 1.

Deckblatt zu Taf. VII.



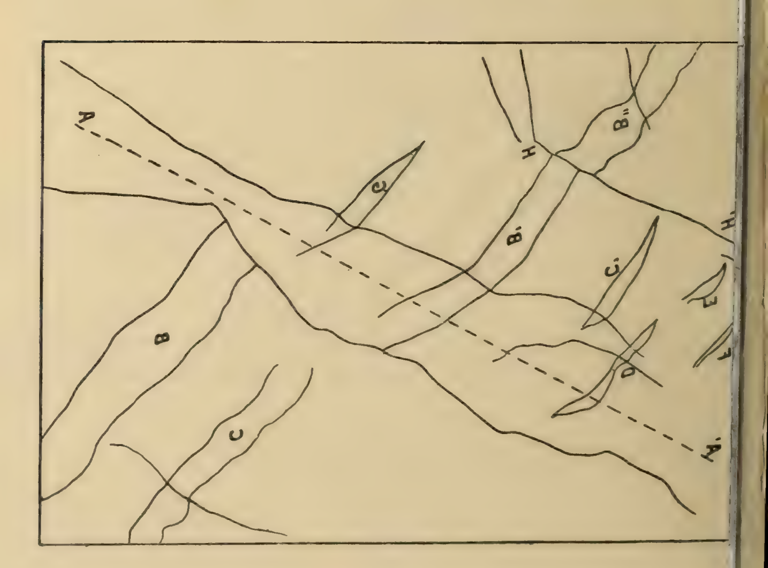
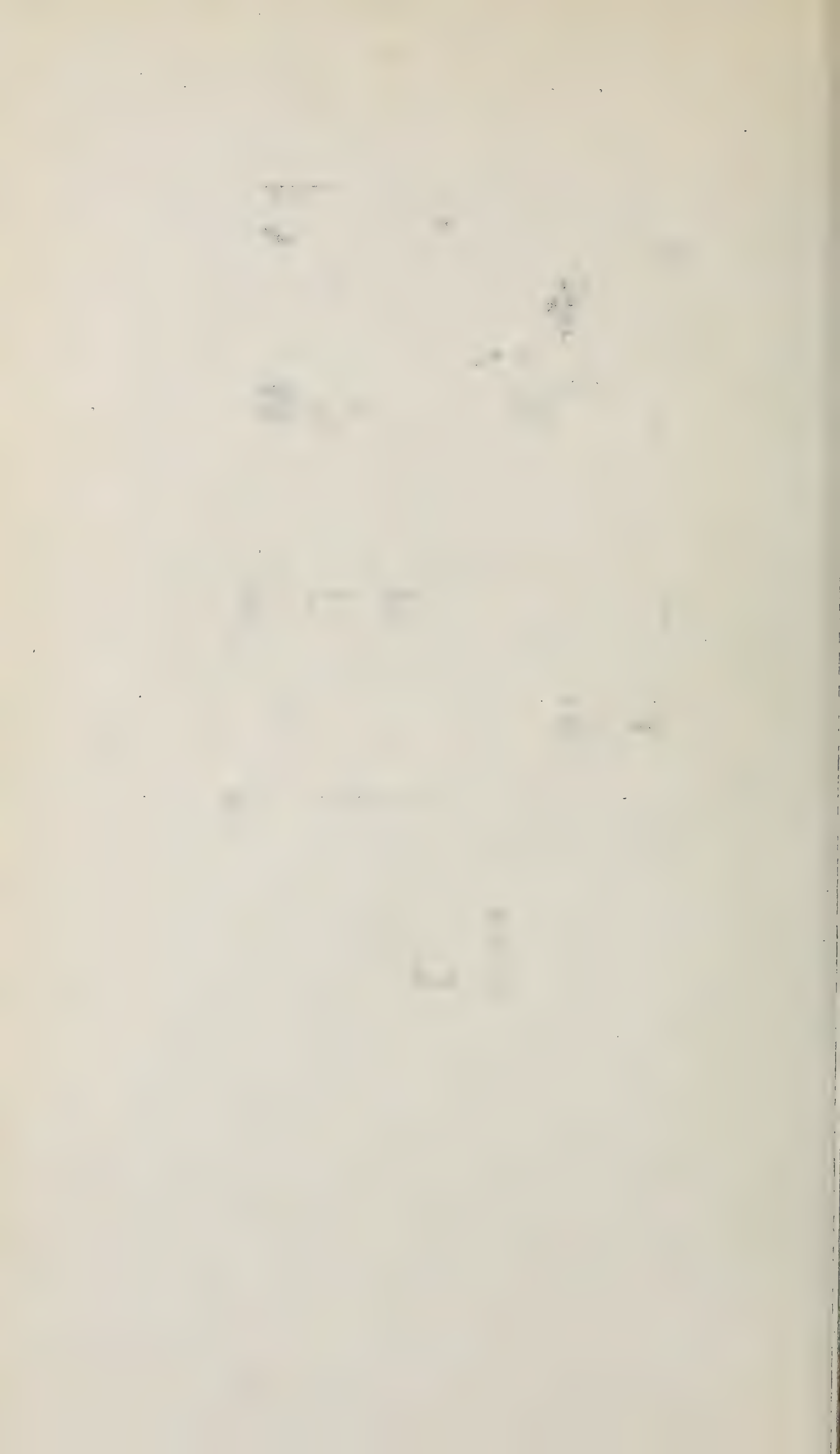




Fig. 2.



Fig. 1.



Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 1. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 6. Januar 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der letzten Sitzung (2. Dez. 1908) wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem erfolgten Ableben des Mitgliedes Dr. KARL DALMER, Kgl. Sächs. Landesgeologen a. D. in Jena. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. WILHELM LOHMANN, Assistent am Geol.-Paläont. Institut der Universität in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren v. LINSTOW, POMPECKJ und SALFELD.

Herr cand. rer. nat. JULIUS SCHUSTER, München, Hildegardstraße 8 pt., vorgeschlagen von den Herren ROTHPLETZ, v. STROMER und BROILI.

Herr Professor Dr. H. WEDDE, Oberlehrer am Realgymnasium in Halberstadt, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, EBERDT und ZIMMERMANN.

Herr Chefgeologe Dr. HANS KEIDEL in Buenos Aires, vorgeschlagen von den Herrn JOH. BÖHM, ZECHLIN und STAPPENBECK.

Herr Dr. FRIEDRICH SEEMANN, Kustos am Städtischen Museum in Aussig a. E., Böhmen, vorgeschlagen von den Herren SUESS, v. ARTHABER und UHLIG.

Herr Dr. HANS VON STAFF, Berlin W, Leipziger Str. 115 und

Herr stud. geol. OTTO ALTPETER, z. Z. Berlin N 4, Geologisches Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, JANENSCH und STREMME.

Herr cand. geol. WALTHER MÖHRING, Assistent an der Kgl. Bergakademie, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, WAHNSCHAFFE und SCHNEIDER.

Der Vorsitzende legt die eingelaufene Literatur vor und bespricht eine Anzahl der als Geschenk eingegangenen Werke.

Herr STAPPENBECK trägt vor: Über den geologischen Aufbau der Vorkordillere in den Provinzen San Juan und Mendoza (Argentinien). (Mit Lichtbildern.)[1]

Herr R. BÄRTLING sprach dann **über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn.** (Mit einer Textfigur.)

Das rechtsrheinische Obercarbon wird bekanntlich an seiner Südgrenze von einem schmalen Band von Untercarbon umsäumt, das, von Verwerfungen vielfach zerrissen, den westlichen Schluß aller Sättel und Mulden umrahmt. Auf den Karten erscheint es infolgedessen als stark geschlängeltes und zerstückeltes Band. Vom Ostrand des Sauerlandes an läßt sich dieses Band bis an die Niederterrasse des Rheins verfolgen, verschwindet aber schon westlich von Heiligenhaus unter Diluvium und Tertiär; diese jüngeren Bildungen werden dann noch einmal bei Ratingen und Lintorf inselartig in flachen Kuppen von den bekannten Kohlenkalkvorkommen durchragt.

Die Facies des Untercarbons zeigt in diesem Bande im Osten und Westen bekanntlich bedeutende Unterschiede. Im Osten treten Bildungen in der Facies des Culms auf, der allerdings vom Culm des südlichen Rheinischen Schiefergebirges, von dem des Harzes, des Thüringer Waldes und des sächsisch-schlesischen Palaeozoicums erhebliche Abweichungen zeigt. Im Westen ist das Untercarbon dagegen in der Flachseefacies des Kohlenkalks entwickelt. Dieser Übergang vollzieht sich im wesentlichen im Süden des Ruhrsteinkohlenbeckens. Auf die Art und Weise, in der dieser Übergang zustande kommt, möchte ich hier jedoch nicht weiter eingehen, da wir darüber in kurzer Zeit von Herrn cand. geol. E. ZIMMERMANN in Schwelm in einer Dissertation eine speziellere Darstellung zu erwarten haben.

---

[1]) Die Ausführungen des Vortragenden erscheinen in einem der nächsten Monatsberichte als „Briefliche Mitteilung".

Über die Ausbildung des Untercarbons nördlich jenes Bandes wissen wir nur sehr wenig. Wenn wir von dem bekannten Vorkommen am Rande des Warsteiner Devonsattels und am Belecker Sattel absehen, so kennen wir das Untercarbon in Gestalt culmischer Grauwacken und Sandsteine außerhalb des geschlossenen Vorkommens im Osten nur noch am Dahlberg bei Kleinenberg[1]). Im Innern des Münsterlandes ist zweifelloses Untercarbon in den Tiefbohrungen unter der Kreidedecke nicht nachgewiesen, obwohl bekanntlich Schichten devonischen Alters mehrfach erbohrt wurden. In der Kontrollbohrung Keßler II[2]) östlich von Lipporg wurden dunkle Alaunschiefer in großer Mächtigkeit angetroffen, die in ihrer petrographischen Ausbildung große Ähnlichkeit mit den hangenden Alaunschiefern des Culms besitzen, nach Herrn KRUSCH aber doch wohl dem Unteren Flözleeren angehören dürften[3]).

Soweit der Steinkohlenbergbau des Ruhrkohlenbeckens reicht, sind die Schichten des Untercarbons niemals angefahren; weder in einem der Sättel noch in der Nachbarschaft von Verwerfungen ist man bis in die Nähe dieser Stufe vorgedrungen, man ist also fast ganz auf das Ausgehende am Südrand bei Beantwortung der Frage angewiesen, welcher Teil des westfälischen Steinkohlengebirges von Culm und welcher von Kohlenkalk unterlagert wird. H. MENTZEL[4]) kam bei Beantwortung der Frage nach der Verbreitung des Kohlenkalks unterhalb des Produktiven Carbons zu dem Ergebnis, daß wahrscheinlich „nur der westliche Teil der Wittener Mulde und der nördlicheren Mulden vom Kohlenkalk unterlagert wird“.

[1]) Vergl. H. STILLE: Erläuterungen z. geol. Spezialkarte von Preußen usw. Lief 70. Blatt Kleinenberg. S. 3.

[2]) P. KRUSCH: Über neue Aufschlüsse im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbecken. Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 26.

[3]) Während der Korrektur hatte ich Gelegenheit, die Kerne der Bohrung Keßler I, Mutung Herzfeld, vom Jahre 1901 aus dem Nachlaß des verstorbenen Landesgeologen G. MÜLLER durchzuarbeiten. Aus den untersten Schichten lagen hier typische Culmkieselschiefer vor, die von Bleiglanz- und Zinkblendetrümern durchschwärmt wurden. Die Kerne aus den geringeren Teufen dieser Bohrung zeigen den petrographischen Charakter der Übergangszone des Culms zum Flözleeren. Diese Bohrung bildet also den einzigen Aufschluß von zweifellosem Culm im Innern des Beckens von Münster. Es liegt danach allerdings die Vermutung nahe, daß auch die Schichten der benachbarten von Herrn KRUSCH und mir im Sommer 1906 untersuchten Kontrollbohrung Keßler II an die Grenze von Culm und Flözleerem zu stellen sind: die petrographische Beschaffenheit der untersten Kerne schließt diese Möglichkeit nicht aus.

[4]) Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbergbaus in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Berlin 1903, Bd. I, S. 21.

Für die Lösung dieser Frage bieten sich nun aber noch einige weitere Anhaltspunkte in den Aufschlüssen isolierter Untercarbon-Vorkommen, die inselartig das Tertiär und Diluvium der Niederrheinischen Bucht durchragen oder bei den Ausrichtungsarbeiten auf den Erzgängen besonders im Lintorf-Selbecker Erzrevier geschaffen wurden. Bekanntlich setzen eine ganze Reihe von Querverwerfungen des Produktiven Carbons in das südlich anstoßende ältere Gebirge fort und sind hier durch eine stellenweise bauwürdige Erzführung ausgezeichnet.

Die Spaltenfüllung dieser Erzgänge ist schon wiederholt Gegenstand eingehender Erörterungen gewesen[1]), so in neuerer Zeit wieder von H. E. BÖKER[2]) und HILT[3]), so daß ich hier nur auf diese Arbeiten zu verweisen brauche. Leider sind alle diese Aufschlüsse jetzt nicht mehr zugänglich, da im vorigen Frühjahr auch die letzte dieser Gruben, die Zeche Neudiepenbrock III in Selbeck, nach einem Betriebe von fast 27 Jahren eingestellt wurde. Die Zeche Neudiepenbrock III war die

---

[1]) SCHRADER: Das Bleierzvorkommen bei Lintorf. Verh. d. naturh. Ver. d. Preuß. Rheinl. u. Westf. **37**, 1880. Korr.-Bl. S. 60.

v. GRODDECK: Über die Erzgänge bei Lintorf. Zs. f. Berg-, H.- u. Sal.-Wesen 1881, S. 211.

KAYSER: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon und Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. Preuß. geol. Lendesanst. 1881. S. 51.

SCHRADER: Über die Selbecker Erzbergwerke. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **41**, 1884. Korr.-Bl. S. 59.

v. SCHWARZE: Zinkblende- und Bleierzvorkommen zu Selbeck. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **43**, 1886. Korr.-Bl. S. 75.

v. SCHWARZE: Die Selbecker Erzbergwerke bei Mintard. Zur Erinnerung an den 3. allg. Bergmannstag in Düsseldorf. 1.—5. IX. 1886. Düsseldorf 1886.

KÜPPERS: Die Erzlagerstätten im Bergrevier Werden. Mitteilung. a. d. Markscheiderwesen VI, 1892, S 28.

STOCKFLETH: Die geographischen, geognostischen und mineralogischen Verhältnisse des südlichen Teiles des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Verh. d. naturh. Ver. Preuß. Rheinl. u. Westf. **52**, S. 45.

STOCKFLETH: Die Erzgänge im Kohlenkalk des Bergreviers Werden. Glückauf 1895, S 381 u. 405.

STOCKFLETH: Der südlichste Teil des Oberbergamtsbezirks Dortmund. Bonn 1896.

STOCKFLETH: Der Erzbergbau in dem Bergrevier Werden. Der Bergbau X, 30 u. 31.

H. MENTZEL, in: Die Entwicklung des Niederrheinisch-Westfäl. Steink.-Bergbaus usw. S. 227.

[2]) H. E. BÖKER: Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. Glückauf 1906, S. 1064 und 1102.

[3]) HILT: Grubenwasser und Grubenbrand auf Zeche Neudiepenbrock III. Glückauf 1907, S. 897.

dem Steinkohlenbezirk zunächst gelegene, ihr Erzgang durchsetzte die westliche Fortsetzung des Wattenscheider Hauptsattels (Schwerin-Eriner Sattel), die im Erzbezirk als der „Sattel Johann-Diepenbrock“ bezeichnet wird.

Im Sattelkopf sind noch Schichten des Mittleren Flözleeren erhalten, die nur von einer dünnen Decke[1]) von jüngeren Bildungen verhüllt werden. Die tieferen Sohlen haben unter dem Flözleeren Schichten des Untercarbons erschlossen, und zwar traf man zunächst Alaunschiefer und Tonschiefer, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach als Vertreter des Culm anzusehen sind. Sie führten an Versteinerungen *Posidonia Becheri* BRONN und *Asterocalamites* sp. Ihre Zugehörigkeit zum Culm ist dadurch auch paläontologisch erwiesen.

Unter diesen Schichten, die zweifellos culmische Facies zeigen, folgt nun nach einer 20 m mächtigen Übergangszone ein Schichtenkomplex, der von fast allen Autoren, die sich mit den geologischen Verhältnissen dieser Gruben beschäftigt haben, als „typischer Kohlenkalk“ bezeichnet wurde[2]). Untersuchungen, die wir aber im vorigen Frühjahr noch anstellen konnten, brachten das überraschende Ergebnis, daß hier kein Kohlenkalk vorliegt, sondern Culm, der allerdings von dem bekannten Culm der Gegend von Iserlohn und Letmathe erheblich abweicht. Als ich im vorigen Frühjahr die Grube kurz vor ihrer Stillegung besuchte, waren die Baue der 400 m-Sohle leider nicht mehr zugänglich; der Betriebsführer konnte mir jedoch Meter für Meter des Streckenprofils auf der Halde zeigen, da diese Arbeiten erst kurz vor der Einstellung ausgeführt waren, und eine Bergeförderung nachher nicht mehr stattgefunden hatte. Das Gestein, das ich dort aus der Region, die als typischer Kohlenkalk bezeichnet war, vorfand, zeigte nun aber mit dem typischen Kohlenkalk keine weitere Übereinstimmung als die Farbe. Äußerlich sah das Gestein einem dichten Kalk nicht unähnlich, erwies sich aber schon beim Anschlagen als bedeutend härter. Mit verdünnter

---

[1]) Bis auf eine tiefe, mit Kies erfüllte Auswaschung, die nur durch die Grubenbaue nachgewiesen wurde und oberflächlich gar nicht bemerkbar ist. Vgl. R. BECK: Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901, S. 433; und R. BÄRTLING: Flözleeres und Untercarbon von Zeche Neudiepenbrock III in Selbeck bei Mühlheim-Saarn. Glückauf, Essen 1909.

[2]) Abgesehen von allen älteren Beschreibungen, die aus einer Zeit vor Anlage der 350 m- und der 400 m-Sohle stammen. Die Aufschlüsse der 350 m-Sohle werden zuerst von H. E. BÖKER a. a. O. beschrieben.

Salzsäure ließen sich keine Spuren von kohlensaurem Kalk nachweisen. Eine schwache, bis 3 cm starke Bank zeigte einen geringen Gehalt von Dolomit, was jedoch belanglos ist. Petrographisch können wir daher unmöglich dieses Vorkommen als Kalk bezeichnen, sondern nur als Kieselschiefer und teilweise noch als Kieselkalk.

Solche Gesteine können wohl lokal im eigentlichen Kohlenkalk auftreten, bilden dann aber nur untergeordnete Einlagerungen. Ganze Horizonte aufbauend kennen wir solche Gesteine aber nur aus dem Culm.

Man könnte bei einem solchen Gestein, das äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit mit einem dichten Kalk hat, an eine sekundäre Verkieselung oder Verquarzung von den Gangspalten aus denken. Eine solche Erscheinung ist ja von den Lintorfer Erzgängen stellenweise bekannt. Alle aufgesammelten Stücke beweisen jedoch, daß hier eine solche nicht vorliegen kann. Ganz besonders spricht gegen eine solche Deutung die Schichtung des Gesteins.

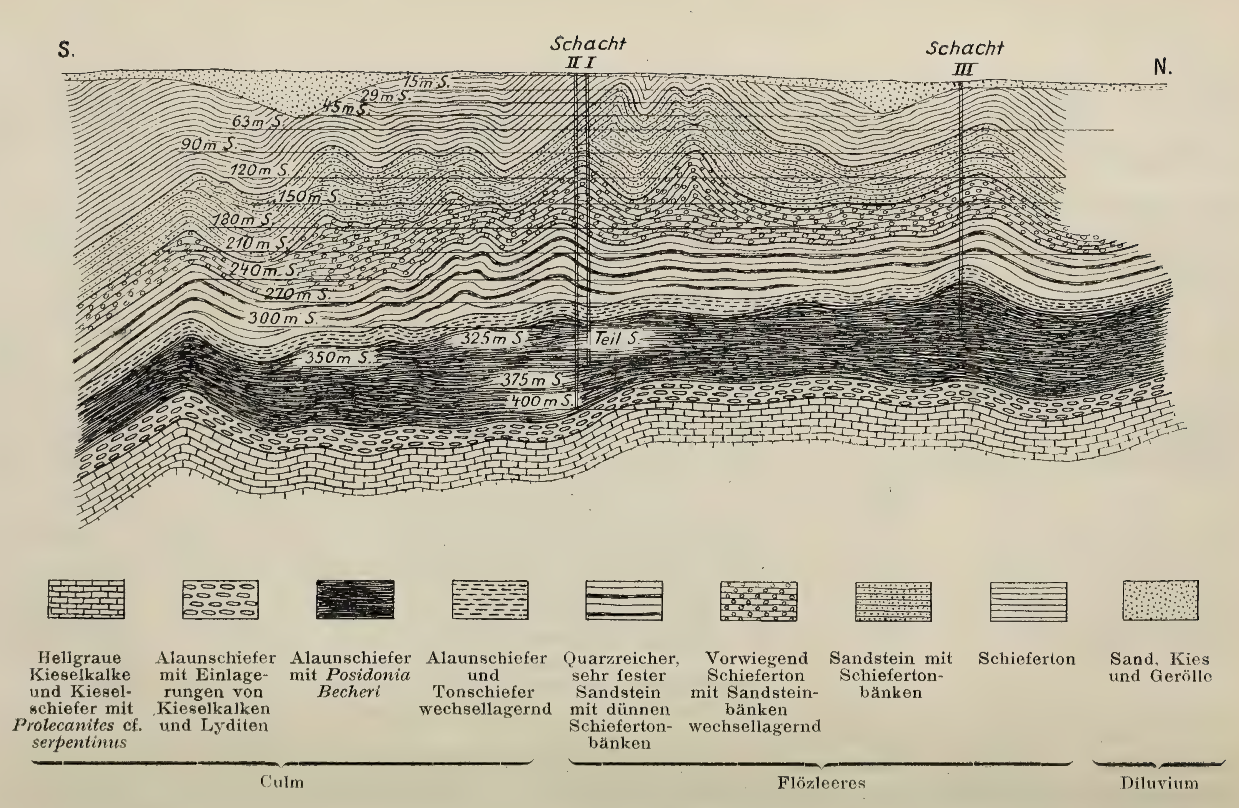
Auch diese ist eine andere wie in den eigentlichen Kohlenkalkschichten. Der Kohlenkalk von Ratingen, von Heiligenhaus, Velbert und Leimbeck zeigt in seiner unteren Zone eine Absonderung in mächtige Bänke; in den höheren Stufen wird er dagegen von einem massigen Kalk gebildet, der an den mitteldevonischen Massenkalk erinnert[1]). Im oberen Kohlenkalk von Ratingen findet sich allerdings noch eine geschichtete Zone, deren Bänke aber den Habitus der mächtigeren Culmplattenschichten des Hönnetalprofils zeigen. Darüber folgt wieder massiger Kalk, nur stellenweise mit Spuren von Schichtung; diese Zone ist häufig dolomitisiert. Der Kieselkalk von Zeche Neudiepenbrock III besitzt aber so dünnplattige Absonderung, daß die Mächtigkeit der Bänke die Dicke eines Ziegelsteins nicht übersteigt; nach Angabe des Betriebsführers sah der Aufschluß der 400 m-Sohle in den fast söhlig liegenden Schichten aus „wie eine Backsteinmauer". Wir haben hier also auch in dieser Beziehung nicht das Bild des Kohlenkalks vor uns, sondern es ist das Bild, das wir aus den Aufschlüssen der Zone der Lydite und dem liegenden Teil der Zone der vorwiegenden Kieselkalke des Öse- und Hönnetales kennen.

Gegen eine Zuweisung dieser Schichten zum Kohlenkalk spricht nun aber auch die Fauna, die diese Schichten enthalten. Ein negativer Beweis ist das völlige Fehlen von

---

[1]) Vgl. Fr. Drevermann: Über eine Vertretung der Étroeungstufe auf der rechten Rheinseite. Diese Zeitschr. **54**, 1902, S. 482.

			Profil von Zeche Neudiepenbrock III in Selbeck	Mächtigkeit in m	Profil von Letmathe, Iserlohn, Hemer, Öse und Menden
Unteres Ober-Carbon (Untere Waldenburger Schichten)	Flözleeres	Mittleres	Grauschwarzer, leicht verwitternder Schieferton	30	Schiefertone, mit Sandstein- und Grauwackenbänken wechsellagernd
			Grauer, feinkörniger Sandstein, in der hangenden Partie mit Schieferton wechsellagernd . .	80	
			Vorwiegend Schieferton mit einer 5 m mächtigen „Kieselschieferbank“ (?), wechsellagernd mit Sandsteinbänken	40	
		Unteres	Quarzreicher, dunkler, sehr fester Sandstein mit Zwischenlagerungen von dünnen Schiefertonbänken	40	Quarzitische und konglomeratische Grauwacken mit untergeordneten Einlagerungen von Schiefertonen
Unter-Carbon	Culm	Äquivalente der Visé- und der Tournaistufe	Alaunschiefer und Tonschiefer wechsellagernd	15	Hangende Alaunschiefer
			„Brennbarer“ Alaunschiefer mit *Posidonia Becheri* und *Asterocalamites*	90—105	Zone der vorwiegenden Plattenkalke
			Alaunschiefer, mit Kieselkalken und Lyditen wechsellagernd, mit *Posidonia Becheri* usw.	20	Zone der vorwiegenden Kieselkalke
		Äquivalente der Etroeungstufe	Hellgraue Kieselkalke und Kieselschiefer mit *Prolecanites serpentinus* und *Phillipsia* cf. *aequalis*.	Bis 10 m aufgeschlossen	Zone der vorwiegenden Lydite
					Liegende Alaunschiefer



Profil des Sattels von Zeche Neudiepenbrock III.

Crinoidenstielgliedern und Korallenbruckstücken, die sonst im Kohlenkalk stets vorhanden sind. Sie sind allerdings ja meist auf einzelne Bänke beschränkt.

Die Bochumer Bergschule besitzt nun aus diesen Schichten ein reicheres Material, das von Herrn Bergassessor KUKUK gesammelt und im vorigen Frühjahr von Herrn Dr. HENKE in der Geologischen Landesanstalt bestimmt wurde. Die Fauna bestand im wesentlichen aus Goniatiten, wenigen Brachiopoden und Crustaceen, die aber leider fast alle so schlecht erhalten waren, das bei vielen kaum eine sichere Gattungsbestimmung möglich war. Nur ein Goniatit lag in einer größeren Zahl besserer Stücke vor, nach Herrn HENKEs Bestimmung handelt es sich um einem Prolecaniten aus der Verwandtschaft des *Prolecanites serpentinus* HOLZ. Außerdem wurden *Phillipsia* cf. *aequalis* v. MEY. und *Chonetes* sp. gefunden.

Die Übergangsschicht führt noch *Posidonia Becheri* BRONN *Goniatites* sp., *Glyphioceras crenistria* PHILL. und *Chonetes* sp.; sie gehört demnach zum zweifellosen Culm.

Der Charakter der Fauna in der tiefsten Zone wird einerseits durch das gänzliche Fehlen von Crinoiden und Riffkorallen mit den sie begleitenden Brachiopoden, andererseits durch das Vorherrschen der Cephalopoden bestimmt. Die Fauna ist also nicht die des in küstennaher Flachsee entstandenen Kohlenkalks, sondern die der Facies des Culms.

Hinsichtlich des Alters der Fauna kam Herr HENKE zu dem Ergebnis, daß sie eher als Äquivalent der Étroeungstufe als der Tournaistufe anzusehen ist. Die Kieselkalke treten demnach hier noch in einem tieferen Niveau auf als bei Letmathe, bei Iserlohn und im Öse- und Hönnetal. Sie entsprechen also dem tiefsten Unterkarbon, das unmittelbar an der Grenze des Oberdevons steht, wie das reichliche Vorkommen von Prolecaniten beweist. Kohlenkalk kann also unter diesen Schichten nicht mehr auftreten, sondern fehlt im Profil von Selbeck ganz.

Das Profil des unteren Oberkarbons und des Unterkarbons auf der Zeche Neudiepenbrock III ist demnach zu identifizieren, wie die Tabelle auf S. 7 zeigt (vergl. auch Figur auf S. 8).

Da also im Profil von Selbeck der Kohlenkalk vollständig fehlt, der noch bei Lintorf, 3 km südwestlich davon, in typischer Ausbildung vorhanden ist, so ergibt sich daraus, daß nicht nur in östlicher und südöstlicher Richtung an Stelle der Kohlenkalkfacies die Culmfacies tritt, sondern daß ein solcher Wechsel sich noch wesentlich rascher in der Richtung nach Nordosten hin vollzieht. Für die Abgrenzung des mut-

maßlichen Verbreitungsgebiets der beiden Facies ist diese Tatsache von Bedeutung. Der Kohlenkalk greift demnach auf das östliche Rheinufer nur mit einer langen schmalen Zunge über. Unwahrscheinlich wird es hierdurch auch, daß sich der Kohlenkalk weiter unter den Mulden des Produktiven Carbon fortsetzt. Die im „Sammelwerk“ vertretene Auffassung müßte also dahin berichtigt werden, daß wohl nur der äußerste SW-Zipfel der Wittener und der Bochumer Mulde im Untergrund Kohlenkalk enthält, während wir im Liegenden der nördlichen Mulden das Untercarbon in Culmfacies erwarten müssen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren DENCKMANN, ZIMMERMANN und der Vortragende.

Herr **E. ZIMMERMANN**-Berlin bespricht neue Funde von **Pegmatitanhydrit aus dem Jüngeren Steinsalz im Schachte der Adler-Kaliwerke bei Oberröblingen a. See.**

Dieser zwischen Halle und Eisleben nahe dem Südufer des ehemaligen Salzigen Sees gelegene Schacht, zu dem die Werksdirektion mir in dankenswerter Weise den Zutritt gestattete, hat unter etwa 50 m Tertiär und Mittlerem Buntsandstein und unter 373 m Unterem Buntsandstein und Oberem Zechsteinletten in 423 m Tiefe das Jüngere Steinsalz mit seiner Decke von Grenzanhydrit und seiner Einlagerung von Pegmatitanhydrit und Rotem Salzton, in 512 m Tiefe den Hauptanhydrit, in 567 m Tiefe den Grauen Salzton und in 575 m Tiefe das Kalisalzlager erreicht.

Der Graue Salzton lieferte in einzelnen Lagen, deren spezielle Tiefe leider nicht zu ermitteln war, ziemlich reichlich Fossilien (Tangspuren, *Liebea*- bzw. *Myalina*- oder *Gervillia*-ähnliche kleine Zweischaler und bis 46×33 mm große *Schizodus*) in der üblichen schalenlosen Erhaltung, wobei Abdruck und Steinkern ohne Zwischenraum unmittelbar aufeinander liegen, und zeigte auch wieder den schon früher von mir erwähnten Eisenchlorürgehalt der aus ihm mit Wasser auslaugbaren Salze, der sich auf der Halde durch rostig-braungelbe Beschläge kenntlich macht.

Im Jüngeren Steinsalz findet sich — ganz der Regel entsprechend — die so weit verbreitete Einlagerung von Rotem Salzton (von 441 bis 453 m Tiefe) mit aufgelagertem Pegmatitanhydrit (von 440 bis 441 m Tiefe) im oberen Teile der Gesamtmächtigkeit. Der Rote Salzton erwies sich, soweit

ich ihn noch auf der Halde untersuchen konnte, als frei von den früher von mir beschriebenen Pseudomorphosen.

Den Pegmatitanhydrit[1]) konnte ich hier zum ersten Male in größeren Massen studieren, so daß ich nun auch eine genauere Beschreibung liefern kann; freilich konnte ich ihn nicht im Anstehenden untersuchen, das schon vermauert war, sondern nur auf der Halde sammeln; hier waren zwar die Stücke infolge monatelangen Liegens oberflächlich schon in Gips umgewandelt, zermürbt und des Salzes beraubt, ließen aber durch letzteren Umstand ihren gröberen Aufbau um so deutlicher hervortreten. Am frischen Gestein tritt dieser wenig hervor, wurde darum beim Schachtabteufen auch gar nicht besonders beachtet und muß, wenn man ihn genauer untersuchen will, unbedingt erst durch Auslaugung des Salzes bloßgelegt werden. — Mikroskopisch ist das Gestein noch nicht untersucht; die folgenden Mitteilungen beziehen sich sämtlich auf mit bloßem Auge und der Lupe zu erkennende Verhältnisse.

Das Gestein besitzt danach eine grobe Lagen- oder Krustenstruktur mit 3 bis 20 cm Dicke der einzelnen voneinander nicht ablösbaren Krusten. (Siehe auch a. a. O. 1907, Fig. 3 und 6.) Diese sind regelmäßig auf der einen Seite derber und anhydritreicher, nach der anderen Seite hin werden sie lockerer und nehmen etwas mehr Steinsalz in sich auf, ja sie können sogar mit einer unregelmäßigen Lage (bis 2 cm stark) von fast reinem Steinsalz abschließen, uud es folgt dann wieder mit deutlicher, aber doch nicht scharfer Grenze der derbere, anhydritreichere Teil der neuen Kruste. Vermutlich ist letzterer Teil in der natürlichen Lagerung der untere, also ältere, und es wäre erwünscht, daß bei neuen bergmännischen Aufschlüssen des Pegmatitanhydrits diese Vermutung auf ihre Richtigkeit geprüft würde. Träfe sie zu, so würde das Verhalten ähnlich, aber umgekehrt sein wie bei den Jahresringen der Bäume, wo das ältere (Frühjahrs-) Holz lockerer ist als das jüngere (Herbst-) Holz.

Wieviele Krusten solcher Art die gesamte etwa 1 m starke Bank ausmachten, konnte ich nicht ermitteln.

Mehr noch als durch die derbere oder lockerere Beschaffenheit unterscheiden sich die beiden Teile jeder Kruste durch die (makroskopische) Gestalt ihrer Anhydritkörner. Diese Körner, von denen ich schon früher nachgewiesen habe

[1]) Vgl. Zimmermann: Über Pegmatitanhydrit und den mit ihm verbundenen Roten Salzton usw. Diese Zeitschr. 1907, Monatsber. *S. 136—143*, mit Abbildungen, und Zimmermann: Isolierte Krystalle von Pegmatitanhydrit. Ebenda 1908, *S. 71*.

und nachher noch weiter belegen werde, daß es Pseudomorphosen (nach Krystallen eines unbekannten Minerals) sind, sind nämlich im derberen Teile isodiametrisch und klein, etwa bis erbsgroß, dafür um so zahlreicher, so daß sie sich gegenseitig fast ringsum in der freien Ausbildung behinderten, — nach dem lockereren Teile hin dagegen wird ihre Zahl geringer, dafür wachsen die übrigen in die Länge, aber nicht parallel-, sondern radialstengelig (fächerförmig) oder auch strauchförmig, und die Körner oder Individuen können dabei auf größere Strecken frei ihre Form entfalten und bedeutende Größe erlangen. So sind nicht selten Fächer mit bis 12 cm langen und an ihrer distalen Seite bis über 5 cm breiten Individuen beobachtet worden. Da sich nun zwischen die — sei es runden, sei es gestreckten, kleinen oder großen — Anhydritkörner und -krystalle Steinsalz gelegt hat, alle Hohlräume vollständig erfüllend, so kommt im ersten Falle (d. h. im derberen Teile der Lagen) eine etwa an das Granitische erinnernde, im zweiten Falle (d. h. im lockereren, stengelig struierten Teile) eine an gewisse Granophyre oder (besonders im Querbruch) an Schriftgranite (Pegmatite) erinnernde Struktur zustande, die mir Veranlassung zu dem Namen „pegmatitischer“ oder „pegmatitähnlicher Anhydrit“ oder gekürzt „Pegmatitanhydrit“ gab.

An größeren Blöcken, an denen sich mehrere Krusten übereinander oder eine Kruste weit nach der Seite verfolgen ließ, war festzustellen, daß alle Strahlenfächer gleich gerichtet waren und ihren Strahlungspunkt auf der zugehörigen (vermutlich also unteren) derberen Partie jeder Kruste hatten. Die längsten Strahlen sind natürlich in den dicksten Lagen vorhanden, aber nicht in allen dicken Krusten lange Strahlen.

Während die rundlichen Körner der derberen Partien keine weiteren Besonderheiten bemerken lassen, zeigen die einzelnen Strahlen der Fächer einen eigenartigen Aufbau, und zwar im allgemeinen um so schöner, je größer sie sind. Stoßen solche großen Strahlen eines Fächers wohl auch oft aneinander und behindern sich gegenseitig etwas, und sind dann auch zwischen und auf ihnen meist noch zahlreiche kleinere mehr oder minder unregelmäßige Strahlen gewachsen (wie bei den Korallen Tochterindividuen auf älteren), so besitze ich doch zahlreiche große Strahlen, die sich wundervoll als ehemalige Einzelkrystalle erkennen lassen. Ich habe 1907 deren Formen als Kalkspatskalenoeder deuten zu können gemeint, doch hat sich dies als unhaltbar erwiesen.

Jeder Strahl (Einzelkrystall) (vgl. a. a O. Fig. 3—5) bildet

allerdings eine sechsseitige Pyramide oder einen Kegel, dessen Spitze sich also in dem Strahlungsmittelpunkt des Fächers, dessen Basis sich an der Peripherie des Fächers befand; aber seine Symmetrie ist eine — scheinbar — rhombische. Ehe ich diese näher bespreche, ist aber noch hervorzuheben, daß viele dieser Krystalle — vielleicht im Grunde genommen alle — merkwürdigerweise aus einem Kern und einer scharf abgegrenzten Schale bestehen. Die Schale ist 1 bis 2 mm dick und (im Gegensatz zum Kern) vollständig lückenlos; sie umgibt, soweit es sich verfolgen ließ, parallelflächig den Kern, der seinerseits einen skelettförmigen Aufbau zeigt. Zwischen Schale und Kern zieht sich eine papierdünne bis (gewöhnlich) 1 oder 2 mm dicke Lage von Steinsalz bzw. (nach dessen Auslaugung) ein Hohlraum hin, und nur ganz vereinzelte Synaptikeln scheinen ganz gelegentlich Kern und Schale zu verbinden. Oft legen sich die Schalen zweier Krystalle unmittelbar aneinander und werden dann nicht durch Steinsalz getrennt, sondern nur eine feine Linie deutet im Querbruche an, daß man es mit zwei Schalen zu tun hat; eine mechanische Trennung beider nach dieser Linie, etwa durch Schlag, ist aber nicht möglich. Die Außenseite der Schale konnte ich nie auf einige Entfernung scharf verfolgen; die Innenseite verläuft sehr gleichmäßig, parallel der Gesamtoberfläche des Kernes, und nur an diesen Kernen konnte ich die Krystallgestalt näher bestimmen.

Diese Kernkörper stellen sich also scheinbar als ziemlich spitze sechsseitige Pyramiden von rhombischer Symmetrie dar und würden zunächst als rhombische Pyramide und ein Doma (vielleicht Makrodoma) zu deuten sein. Die Flächen sind zu Winkelmessungen — sei es auch nur mit Anlegegoniometer — nicht glatt genug. An Abzeichnungen maß ich den Domenwinkel an der Krystallspitze zu 25^0; im anderen (? makrodiagonalen) Hauptschnitt stoßen die Kanten der rhombischen Pyramide unter etwa 32 bis 39^0 zusammen. Der Querschnitt dieser Körper (parallel der Basis) zeigt ein ungefähr regelmäßiges Sechseck (also Kantenwinkel von etwa 120^0), bei dem die zwei dem genannten Doma entsprechenden Seiten etwas länger zu sein pflegen als die vier der Pyramide entsprechenden. Andere Krystallflächen sind an diesen Körpern nicht zu beobachten, an der schmalen Spitze nicht, wo der Krystall nach meiner gegenwärtigen Vermutung aufgewachsen war, aber auch an dem breiten, vermutlich freien Ende nicht. Für das Folgende ist noch wichtig hervorzuheben, daß alle Flächen — Ebenen, niemals gebogen sind.

Alle sechs Flächen zeigen nun eine eigenartige grobe Streifung, die man deutlicher noch Rippung nennen könnte, und die ich auf ein skelettförmiges Wachstum zurückführen zu dürfen geglaubt habe; in die tiefen Furchen zwischen den Rippen oder Balken, die über 3 mm dick sein können, hat sich Steinsalz gelegt, soweit nicht auch hier „Synaptikeln“ (aus Anhydrit) gelegentliche Verbindungen herstellen. Während nun die vier Pyramidenflächen eine einfache Rippung besitzen, ist die Berippung der „Domenflächen“ von der Mittellinie aus gefiedert und beweist wohl sicher, daß die scheinbar einfachen Krystalle Zwillinge sind, wobei der (nach meiner Deutung) brachydiagonale Hauptschnitt die Zwillingsebene ist. Die Fiederung konvergiert an meinen zahlreichen Krystallen (mit einer einzigen, vielleicht nicht ganz sicheren Ausnahme) gegen die Kegelspitze hin, und zwar unter schätzungsweise 120° bis 130°. Auf den anstoßenden Pyramidenflächen derselben Krystallhälfte setzt die Rippung mit gleichsinniger Richtung fort, verläuft also nicht zickzackförmig um den Krystall herum, wie es auf mich zuerst — beim Anblick unvollkommen erhaltener Krystalle — den Eindruck gemacht hatte. Es scheint vielmehr, als ob man die Rippung als die Spuren einer Spaltbarkeit (oder eines zonaren Aufbaues) zu deuten habe nach einem flachen Brachydoma. Die Spaltflächen beider Krystallhälften würden dann im brachydiagonalen Hauptschnitt mit — wie gesagt — ungefähr 120 bis 130° nach der Spitze zu konvergent zusammenstoßen. An einzelnen Krystallen sind auch Andeutungen dieser Flächen wirklich zu sehen, an den meisten aber ist das Innere der Kernkörper recht unregelmäßig aufgebaut, mit zahlreichen Lücken, die sich allerdings bisweilen zu Zonen ordnen, die auf Querschnitten den sechsseitigen Gesamtumrissen parallel laufen.

Die Unbestimmtheit der ganzen vorausgehenden Darstellung des krystallographischen Baues unserer Pegmatitanhydrite ist darin begründet, daß wir es zwar mit Anhydrit, aber nicht mit ursprünglichen, wenn auch lückig, skelettartig gewachsenen Krystallen von Anhydrit zu tun haben, sondern mit Pseudomorphosen von Anhydrit, daß aber das Urmineral noch unbekannt ist. Spricht für diese Pseudomorphosennatur schon der Umstand, daß weder die äußere Gestalt, noch die anscheinend einfache Spaltbarkeit, noch die außerordentliche Größe der Krystalle zu irgendetwas paßt, was wir bisher vom Anhydrit kennen, so gibt die feinere Struktur noch vollends den Ausschlag. Denn man sieht, daß jeder dieser großen so einheitlich aussehenden Krystalle nichts anderes als ein Aggregat

kleinster Körnchen ist und bald, besonders in seinem Kernteile, mit einem feinstkörnigen Anhydritgestein zu vergleichen, bald — so besonders in dem Schalenteile — fein parallelfaserig-schuppig (rechtwinkelig auf die Oberfläche) gebaut und in dieser Struktur meinem „strahligen“ Hauptanhydrit ähnlich ist. Jede Faser scheint dabei, soweit es mit der Lupe noch erkennbar ist, an demjenigen Ende, das in Steinsalz hineinragt, mit guten Flächen frei auskrystallisiert zu sein.

Fragen wir nun, welches das Urmineral dieser Pseudomorphosen gewesen sein könne, so schienen sie mir, nachdem also Kalkspat schon ausgeschlossen ist, eine Zeitlang eine gewisse Ähnlichkeit mit Schwalbenschwanz-Zwillingen von Gips zu besitzen, und die vermutete Spaltbarkeit, die sich in der „Berippung“ der Kernkörper darstellen würde, dann derjenigen des „faserigen Bruches“ zu entsprechen, die in jenen Zwillingen eine in ganz ähnlicher Weise gegen das schmalere Krystallende hin konvergierende fiederige Anordnung zeigt. Ja LACROIX bildet in seinem Werke „Le gypse de Paris“[1]) Tafel 12 Fig. 2 auch eine — allerdings aus Kalk bestehende — Pseudomorphose nach Gips ab, die insbesondere auch — infolge der dem Faserbruch folgenden, aber doch ungleich stark an den einzelnen Stellen wirksam gewesenen Auslaugung oder Umsetzung des Gipses in Kalk — die gleiche fiederige Skelettstruktur zeigt und dadurch unseren Krystallen recht ähnlich ist. Auch die oben besprochene strauchförmige Gruppierung unserer Krystalle erinnert mich sehr an diejenige, welche die von den Pariser Gipsbrechern als pieds d'alouettes bezeichneten Gipsbänke besitzen (vgl. Livret guide, Congrès internat., 1900, Heft VIII, Bassin tert. parisien).

Würde der Pegmatitanhydrit demnach eine Pseudomorphose nach Gips sein, so würde dies nicht bloß ein sehr großartiges Beispiel dieser sonst erst sehr selten beobachteten Pseudomorphosenart sein, sondern auch geologisch noch dadurch an Bedeutung gewinnen, weil wir dann aus unserem Zechsteinsalzlager wirklich ein ursprüngliches Gips-, nicht bloß Anhydritlager kennen würden, wie es die chemischen Theorien von OCHSENIUS, VAN 'T HOFF, ERDMANN usw. als erste salinische Ausscheidung fordern zu müssen glauben, während mir bisher als tiefste derartige Bildung in unseren Kalibohrungen immer und überall nur Anhydrit vor Augen gekommen ist.

Aber die genauere Vergleichung unserer Krystalle mit solchen von Gips spricht entschieden gegen obige Deutung.

---

[1]) Nouvelles Archives du Muséum, T. IX, Paris 1897.

Denn erstens mußte ich betonen, daß ich die für Gips so kennzeichnende, von den Schwalbenschwanz-Zwillingen allbekannte Krümmung der Krystallflächen niemals beobachten konnte, und zweitens gehört am Gips diejenige Fläche, die die fiederige Streifung der Zwillingskrystalle aufweist, einem parallelen Flächenpaar (dem Klinopinakoid) an, während an unseren Krystallen diese Streifung auf zwei (wie gesagt, unter etwa 25°) zueinander geneigten Flächen (die ich zunächst als Doma deutete) sichtbar ist.

Ein anderes Mineral mit so ausgeprägter Neigung zu Zwillingsbildung, das hier noch in Betracht gezogen werden könnte, ist mir vorläufig nicht bekannt, und wir müssen demnach die Frage nach dem Urmineral des Pegmatitanhydrits auch nach den neuen so schönen Funden noch unentschieden lassen.

v. w. o.

RAUFF. BEYSCHLAG. BLANCKENHORN.

Briefliche Mitteilungen.

1. Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens.

Von Herrn Hans Stille.

Mit einer Formations-Tabelle.

Hannover, Geolog.-mineral. Institut der Techn. Hochschule,
den 3. Dezember 1908.

Die Gliederung der Unteren Kreide in dem altbekannten Profile von Altenbeken am Egge-Gebirge (südlicher Teutoburger Wald), über das Cl. Schlüter[1]) die erste sichere Nachricht an der Hand der bei Anlage des Altenbekener Tunnels geschaffenen Aufschlüsse gebracht hat, ist folgende:

(Geringmächtige Tone mit *Hoplites auritus* Sow.) Flammenmergel, zu oberst übergehend in glaukonitischen Sandstein Roter Gaultsandstein	Oberes Albien
Grünsand = Unteres Albien + Aptien z. T.	
Weißer Neocomsandstein = Neocom einschl. Aptien z. T.	

Der 3—4 m mächtige Grünsand zwischen Neocom- und Gaultsandstein, der bisher ausschließlich aus dem Altenbekener Tunnel beschrieben worden ist und in den Jahren 1905 und 1906 anläßlich der Wiederherstellungsarbeiten des Tunnels nach dem im Sommer 1905 erfolgten Firsteinbruche der Beobachtung wieder zugänglich war, enthält im tieferen Teile *Acanthoceras Martini* d'Orb. des Aptien, im höheren Teile *Acanthoceras Milleti* d'Orb. des Unteren Albien. Nun erhielt ich aus dem weißen Neocomsandsteine von Neuenheerse südlich Altenbeken *Hoplites Weissi* Neum. u. Uhl. in einem ausgezeichnet erhaltenen Exemplare, und es ist somit das Aptien nur zum

[1]) A. Schlüter: Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Diese Zeitschr. 1866, S. 35ff.

Teil in dem Grünsande, zum Teil aber auch in dem Neocomsandstein vertreten. Formen des Hauterivien (*Simbirskites Decheni* Roem.) sind aus dem Neocomsandstein der südlichen Egge schon länger bekannt, noch nicht aber solche des Valanginien, die wir bisher nur vom nördlichen Teutoburger Walde (Osning) kennen; es hat damit den Anschein, daß das transgredierende Neocom der Egge erst mit dem Hauterivien beginnt, während am Osning, d. h. im Gebiete konkordanter Lagerung des Neocoms über Wealden, das Valanginien vorhanden ist, und die „Neocom“-Transgression somit am Egge-Gebirge, wie vielerorts inner- und außerhalb Mitteldeutschlands, eine solche des Hauterivien wäre.

Ich weise nachdrücklich darauf hin, daß der rote „Gaultsandstein“ bei Altenbeken und weiter südlich *Hoplites auritus* Sow., *Hoplites splendens* Sow. u. a. enthält und somit in das Obere Albien gehört, nicht aber in das Untere, wie immer wieder, so neuerdings noch von Andrée, Erich Meyer und Bärtling, angenommen wird; das Untere Albien (*Acanthoceras Milleti* d'Orb. usw.) steckt bei Altenbeken im oberen Teile des Grünsandes zwischen dem weißen Neocom- und dem roten Gaultsandstein.

Der Gaultsandstein reicht an der Egge nur bis wenig nördlich Altenbeken (Kempen), und von hier an besteht die Untere Kreide aus zwei Hauptgliedern, dem weißen Teutoburgerwaldsandstein und dem Flammenmergel, zwischen die sich eine zunächst nur geringmächtige Grünsandlage einschiebt. Schon unfern Kempen erscheint über den Sandebecker Steinbrüchen, an der Stelle des Profiles, an der der „Gaultsandstein“ zu erwarten wäre, der Grünsand, der von hier an bis zu den nordwestlichen Ausläufern des Gebirges verfolgbar ist. Bei den Externsteinen bei Horn in Lippe-Detmold ist das Profil z. B. folgendes:

Flammenmergel (ca. 50 m),
Grünsand (ca. 3 m)
Weißer Teutoburgerwaldsandstein (ca. 25 m).

Wir haben also an der Basis der Kreide von Altenbeken und derjenigen weiter nördlich einen hellgefärbten Sandstein, der sich hier und dort petrographisch sehr ähnelt. Aber stratigraphisch sind die Sandsteine hier und dort nicht völlig ident, denn der nördlichere enthält außer Formen des Neocoms bei den Externsteinen (Holzhausener Steinbruch) und an der Grotenburg bei Detmold (Hiddeser Steinbruch) *Acanthoceras Milleti* d'Orb und *Hoplites tardefurcatus* Leym., also Formen des Unteren Albien, die bei Altenbeken in dem Grünsande

über dem Neocomsandstein liegen. Am Teutoburger Walde südlich Altenbeken dürfen wir also mit Recht von einem „Neocomsandstein“ sprechen, aber das diesem petrographisch gleichende Gestein von Horn, Detmold und dem Osning umfaßt mehr als Neocom, und ich verwende deshalb für dieses im Unterschied zum „Neocomsandstein“ den Namen „Osningsandstein“. Der weiße Sandstein der Unteren Kreide, der sog. „Teutoburgerwaldsandstein“, umfaßt also bei Altenbeken und weiter südlich als „Neocomsandstein“ das Neocom einschließlich eines Teiles des Aptien, weiter nördlich als „Osningsandstein“ das Neocom einschließlich des gesamten Aptien und des Unteren Albien. Der Name „Teutoburgerwaldsandstein“ mag als Kollektivname für die hellgefärbten Sandsteine der Unteren Kreide des Teutoburger Waldes bestehen bleiben.

Zunächst etwas merkwürdig, aber durch das Auftreten der Ammoniten zweifellos bewiesen ist nun, daß Aptien, Barrêmien und Hauterivien, die an der südlichen Egge den gesamten Neocomsandstein umfassen, bei Horn nur in einer wenige Zentimeter starken Schicht an der Basis des Osningsandsteins vertreten sind, die z. B. *Crioceras capricornu* Roem. des Hauterivien und *Hoplites Deshayesi* Leym. des Aptien enthält, während fast die Gesamtmasse des Sandsteins Formen des Unteren Albien führt; auch der Hiddeser Steinbruch an der Grotenburg bei Detmold, der den weißen Sandstein in etwa 20 m Mächtigkeit im Liegenden des Oberen Albien erschließt, hat bisher ausschließlich Formen des Unteren Albien und noch keine des Neocom geliefert, das wir noch weiter im Liegenden in den noch nicht aufgeschlossenen Schichten erwarten müssen. Während also weiter südlich zur Neocomzeit der Sandstein in ca. 25 m, weiter nordwestlich sogar in über 100 m Mächtigkeit angehäuft wurde, beschränkte sich die Sedimentation bei Horn-Detmold auf wenige Zentimeter Mächtigkeit, und das hängt vielleicht mit Meeresströmungen zusammen, die eine Aufhäufung größerer Sandmassen verhinderten, sodaß heute Formen des Hauterivien und Aptien in derselben Schicht zu liegen scheinen. Harbort[1]) hat neuerdings auf einen ähnlich liegenden Fall aufmerksam gemacht, bei dem sich *Avicula contorta* des Räth mit *Schlotheimia angulata* des Lias in einer und derselben Schicht finden. Erst mit dem Beginne des Albien setzte bei Horn-Detmold ein stärkerer Nieder-

[1]) E. Harbort: Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. v. Koenen-Festschrift 1907, S. 503.

schlag weißen Sandmaterials ein, der dem Anscheine nach auch noch im Nordwesten andauerte, während im Süden die Grünsandfacies begann. Die bekannten isolierten Felspfeiler der „Externsteine“ bei Horn gelten in der Literatur bisher allgemein für Neocom; das ist also dahin zu berichtigen, daß höchstens die liegendste, der Stadt Horn zugekehrte Schale der aus saiger stehenden Schichten aufgebauten Felsen noch zum Neocom gehört, soweit die liegendste Partie noch nicht der Verwitterung anheimgefallen ist, daß aber die Hauptmasse zum Gault zu stellen und damit gleichaltrig mit dem „Hilssandstein“ des südlichen Hannovers ist. Es ist nach vorstehendem aber auch nicht richtig, wenn man den „Hilssandstein“ Hannovers mit dem „Gaultsandstein“ von Altenbeken identifiziert, denn letzterer gehört, wie gesagt, zum Oberen Gault (*Hoplites splendens* Sow., *Hoplites auritus* Sow.), ersterer zum Unteren Gault (*Acanthoceras Milleti*) (siehe die unten folgende Tabelle), und das Äquivalent des hannoverschen Hilssandsteins und der Hauptmasse des Sandsteins der Externsteine steckt eben bei Altenbeken in der Grünsandlage (*Acanthoceras Milleti* d'Orb. u. a.) zwischen „Neocomsandstein“ und „Gaultsandstein“. Auch der „Gaultsandstein“, den neuerdings Bärtling[1]) vom Westrande der westfälischen Kreidemulde beschrieben hat, ist nicht identisch mit dem Altenbekener, wie Bärtling meint, wohl aber mit demjenigen des Hils oder wenigstens einem Teile desselben. Aus denselben Schichten, in denen ich *Acanthoceras Milleti* d'Orb. und *Hoplites tardefurcatus* fand, stammt der *Hoplites Uhligii* Weerths[2]); es ist also zu berichtigen, daß *Hoplites Uhligii* keine Form des Neocom, sondern eine solche des Unteren Albien ist.

E. Meyer[3]) hat einen „Gaultsandstein“ von Bielefeld beschrieben und mit demjenigen von Altenbeken identifiziert, den er zwar irrtümlicherweise in den Unteren Gault steckt. Ich habe die dortigen Verhältnisse mehrfach, z. T. gemeinsam mit Herrn Dr. Landwehr-Bielefeld, der darüber bereits berichtet hat[4]), an Ort und Stelle untersucht. Der fragliche Sandstein

---

[1]) Bärtling: Ausbildung und Verbreitung der Unt. Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Diese Zeitschr. 1908, Bd. **60**, Monatsber. S. *40*.

[2]) O. Weerth: Neocomfauna des Teutoburger Waldes. Pal. Abh. von Dames und Kayser, Bd. II, Heft 1, S. 22, Taf. VII., Fig. 1.

[3]) E. Meyer: Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Werther. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1903, S. 371.

[4]) F. Landwehr: Zur Tektonik des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. Bielefeld, Ravensberger Blätter, VI. Jahrg., Nr. 12, S. 6 u. 7.

wird nach Norden und Westen regelmäßig von Grünsand und Flammenmergel überlagert und hat schwachen Glaukonitgehalt mit dem obersten Teutoburgerwaldsandstein der Nachbarschaft gemein, dem er petrographisch durchaus gleicht, und ich sehe keinen Grund ein, weshalb E. MEYER ihn nicht mit diesem, sondern mit dem Gaultsandstein von Altenbeken identifiziert hat. Versteinerungen sind bei Bielefeld in diesen obersten Schichten des Teutoburgerwaldsandsteins zwar noch nicht gefunden, aber bei ihrer Lage unter dem Grünsand kann nach der Auffindung von Faunen des Unteren Albien im Osningsandstein von Horn und Detmold wohl kaum noch ein Zweifel darüber sein, daß wir es mit Unterem Albien zu tun haben. Wenn Herr Dr. LANDWEHR nun a. a. O. meint, ich sei mit ihm darin einer Ansicht, daß der „Gaultsandstein" E. MEYERS zum Neocom gehöre, so hat er mich mißverstanden. Ich halte zwar den Sandstein für identisch mit dem obersten Teile dessen, was E. MEYER auf seiner Karte als „Neocomsandstein" ausscheidet, aber dieser oberste Teil ist eben Unterer Gault.

Was nun den Grünsand im Hangenden des Osningsandsteins anlangt, der von Sandebeck an bis über Osnabrück hinaus in leicht verfolgbaren Terraindellen zwischen dem Osningsandstein und dem Flammenmergel nachweisbar ist, so ergibt sich zunächst, daß er nicht gleichaltrig mit dem Altenbekener Grünsande im Hangenden des Neocomsandsteins ist, der ja Faunen des Aptien und Unteren Albien, also solche des Osningsandsteins, führt. Versteinerungen sind zwar recht selten in ihm, doch auch ohne solche kann es als höchstwahrscheinlich gelten, daß er als im Hangenden von Schichten mit Fauna des Unteren Gaults und im Liegenden des Flammenmergels befindlich gleich dem in seinem Verbreitungsgebiete fehlenden „Gaultsandstein" von Altenbeken in den tiefsten Teil des Oberen Albien zu stellen ist; damit stimmt auch der von MESTWERDT[1]) angeführte Fund des *Hoplites* cf. *Deluci* D'ORB. vom Hüls bei Hilter überein. Es wäre also der Osning-Grünsand auch annähernd gleichaltrig mit dem Minimuston Hannovers, dem er stellenweise durch Zurücktreten des Glaukonits recht ähnlich wird, und ich betrachte den Minimuston Hannovers, den Gaultsandstein von Altenbeken und den Grünsand des Osnings als annähernd gleichaltrige Facies an der Basis des in der Hauptsache durch den Flammenmergel vertretenen Oberen Albien Nord-

[1]) A. MESTWERDT: Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904, S. 30.

Die Untere Kreide in den Randgebieten der westfälischen Kreidemulde und am Hils.

	Westrand der westfälisch. Kreidemulde (Bärtling)	Emsgebiet, Gegend von Bentheim (G. Müller, Harbort)	Osning (Stille)	Detmold-Horn (Stille)	Altenbeken-Neuenheerse (Schlüter, Stille)	Hilsmulde (v. Koenen)
Oberes Albien	Flammenmergel. Graue Tone mit *Belemn. minimus* u. *Hopl. splendens.* Grünsand mit *Inocer. concentricus*	Flammenmergel. Tone u. Grünsandlagen m. *Hopl. interruptus*, *Hopl. auritus*, *Belemnites minimus*, *Inocer. concentricus*	Flammenmergel. Grünsand des Osning.	Flammenmergel. Grünsand des Osning.	Dunkle Tone m. *Hopl. splendens.* Grünsand. Flammenmergel. „Gaultsandstein".	Flammenmergel. Minimuston.
Unteres Albien	Dunkle Tone mit *Hoplites tardefurcatus.* „Gaultsandstein".	Tone mit *Hoplites tardefurcatus* und *Acanthoceras Milleti.*			Grünsand des Unt. Albien m. *Acanth. Milleti.*	„Hilssandstein".
Aptien	Tone mit *Acanthoc. Martini*, *Hoplitides Bodei*, *Hoplites Weissi.*	Tone (?)			Grünsand des Aptien mit *Acanth. Martini.*	
Barrêmien	Graue Tone.	Tone.	Osning-Sandstein.	Osning-Sandstein.	Neocom-Sandstein.	Hilston.
Hauterivien	Sande und Sandsteine.	Tone mit *Crioceras capricornu.* Gildehäuser Sandst. mit *Hoplites noricus.*				
Valanginien	Dunkle Tone.	Tone. Bentheimer u. Isterberger Sandstein. Tone mit *Polyptych. diplotomus*, *Oxynotic. Marcoui*, *Oxynot. heteropleurum.*	Eisensteine an der Basis des Osning-Sandsteins.	(Bisher nicht beobachtet.)		

westdeutschlands. Minimuston, Grünsand des Osning und Gaultsandstein von Altenbeken sind dabei zwar keine vom Flammenmergel paläontologisch scharf getrennte Zonen, und der *Belemnites minimus* findet sich z. B. sowohl im Flammenmergel Hannovers, wie in demjenigen Westfalens.

Die Kreideschichten der südlichen Egge und diejenigen von Horn-Detmold parallelisiere ich nach obigen Ausführungen gemäß folgendem Schema:

Altenbeken		Horn-Detmold
Flammenmergel Gaultsandstein der Egge	Oberes Albien	Flammenmergel Grünsand des Osning
Grünsand von Altenbeken	Unteres Albien Aptien	Osning-Sandstein.
Neocomsandstein	Barrêmien Hauterivien Valanginien	

In der Tabelle auf S. 22 gebe ich eine Übersicht über die Altersverhältnisse der Schichten der Unteren Kreide Westfalens, wobei dem Westrande der Kreidemulde die kürzlich erschienene Arbeit BÄRTLINGs[1]) und der Region der westlichsten Ausläufer des Teutoburger Waldes im Emsgebiete und bei Rheine die Mitteilungen G. MÜLLERs[2]) und HARBORTs[3]) zugrunde liegen. Zum Vergleich füge ich das Profil der Unteren Kreide in der Hilsmulde nach v. KOENEN[4]) bei.

Den bisher aus dem Teutoburgerwaldsandstein bekannten Horizonten schließt sich also das Untere Albien an, das man zwar schon länger in ihm vermutet hatte, ohne aber den paläontologischen Beweis erbringen zu können. Als bisher noch nicht bekannter Horizont ist sodann Oberes Barrêmien zu nennen, nachdem kürzlich *Crioceras Denckmanni* G. MÜLLER zwischen Örlinghausen und Brackwede gefunden und in die Sammlung der Geologischen Landesanstalt gelangt ist. Ich gebe im folgenden eine

---

[1]) R. BÄRTLING: Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Diese Zeitschr. 1908, B. **60**, Monatsberichte S. 36 ff.

[2]) G. MÜLLER: Die Untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine. Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1895, S. 60 ff.

Ders.: Untere Kreide westlich der Ems. Ebenda f. 1903, S. 185 ff.

[3]) HARBORT: Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 471 ff.

[4]) v. KOENEN: Erläuterungen z. Blatt Alfeld d. geol. Spez.-Karte von Preußen.

Übersicht über die bisher im Teutoburgerwaldsandstein nachgewiesenen Zonen:

Unteres Valanginien:

Grävinghagen bei Örlinghausen.

Oxynoticeras Gevrili D'ORB. nach DUNCKER (Palaeontographica I, S. 234) im Eisenstein an der Basis des Osningsandsteins.

Oberes Valanginien:

Lämmershagen bei Örlinghausen nach WEERTH (a. a. O.).

Polyptychites Grotriani NEUM. u. UHLIG.

Hohnsberg bei Iburg nach ANDRÉE[1]).

Polyptychites cf. *biscissus* v. K.

- cf. *tardescissus* v. K.
- *pertumidus* v. K.
- *terscissus* v. K.
- cf. *perovalis* v. K.
- *bidichotomus* LEYM.

Bochianites neocomiensis D'ORB.

Unteres Hauterivien:

Tönsberg bei Örlinghausen.

Hoplites Ebergensis WEERTH[2]).

- *bivirgatus* WEERTH[2]).

Menkhausen bei Örlinghausen nach WAGENER.

Hoplites noricus ROEM.

Palsterkamper Berg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).

Hoplites cf. *longinodus* NEUM. u. UHL.

Barenberg bei Borgholzhausen nach F. ROEMER (1850).

Hoplites noricus ROEM.

Hüls bei Hilter nach MESTWERDT (a. a. O.).

Hoplites noricus ROEM.

Crioceras Roemeri NEUM. u. UHL.

- *Hildesiense* v. K.

Hochholz bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).

Crioceras Hildesiense v. K.

---

[1]) K. ANDRÉE: Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

[2]) Nach STOLLEY (Centralbl. f. Miner. usw. 1908. S. 141) bei Ihme zusammen mit *Hoplites* aff. *neocomiensis* D'ORB. des Unteren Hauterivien.

Dörenberg bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).
Crioceras Roemeri NEUM. u. UHL.

Oberes Hauterivien:

Karlsschanze bei Willebadessen nach F. ROEMER (1854).
Simbirskites Decheni ROEM.
Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach STILLE (s. o.).
Crioceras capricornu ROEM.
Tönsberg bei Örlinghausen nach WEERTH (a. a. O.)[1]). (F. ROEMER 1852).
Simbirskites Decheni ROEM.
- *inverselobatus* NEUM. u. UHL.
- *Phillipsi* ROEM.
Craspedites Weerthi v. K.
Eheberg zwischen Örlinghausen und Bielefeld nach WEERTH (a. a. O.).
Crioceras capricornu ROEM.
Dörenberg bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).
Simbirskites progrediens LAH.
- *Phillipsi* ROEM.
- ? *triplicatus* v. K.
- *paucilobus* v. K.
Polyptychites Losseni NEUM. u. UHL.
Craspedites Gottschei v. K.

Unteres Barrêmien:

Menkhausen bei Örlinghausen nach einem in der preuß. geolog. Landesanstalt aufbewahrten
Ancyloceras crassum v. K.
Hünenburg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).
Ancyloceras crassum v. K.
Crioceras fissicostatum ROEM.
- - *elegans* v. K.
Hochholz bei Iburg nach ANDRÉE (a. a. O.).
Crioceras Strombecki v. K.

Oberes Barrêmien:

„zwischen Örlinghausen und Brackwede" nach einem in der preuß. geolog. Landesanstalt aufbewahrten
Crioceras Denckmanni G. MÜLLER.

---

[1]) Nur die auch anderwärts gefundenen Formen, die für die Altersdeutung beweisend sind, sind genannt worden.

Aptien.

Neuenheerse nach STILLE (s. oben).
Hoplites Weissi NEUM. u. UHL.

Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach STILLE (s. oben).
Hoplites Deshayesi LEYM.

Sennberg bei Bielefeld nach E. MEYER (a. a. O.).
Hoplites cf. *Deshayesi* LEYM.

Unteres Albien:

Völmerstoot bei Leopoldstal nach WEERTH-STILLE (s. o.).
Hoplites Uhligii WEERTH.

Externsteine bei Horn (Holzhausener Steinbruch) nach STILLE (s. oben).
Acanthoceras Milleti D'ORB.
Hoplites tardefurcatus LEYM.
- *Uhligii* WEERTH.

Stemberg bei Berlebeck nach WEERTH-STILLE (s. oben).
Hoplites Uhligii WEERTH.

Grotenburg bei Detmold, (Hiddeser Steinbruch) nach Stille (s. oben).
Acanthoceras Milleti D'ORB.
Hoplites tardefurcatus LEYM.

---

2. Über die Beziehungen des mitteldeutschen Terebratulakalks und der schwäbischen Terebratelzone.

Bemerkungen zu Herrn M. SCHMIDTS Notiz: „Über Beziehungen zwischen Leithorizonten des Wellengebirgs in Mittel- und Südwestdeutschland.“[1])

Von Herrn L. HENKEL.

Schulpforte, den 5. Dezember 1908.

1. Herr M. SCHMIDT ist erfreut, in meinem Profil des Wellenkalks an der Tauber einen Horizont von schwarzem Schieferton fast genau in demselben Abstande unter

[1]) Diese Zeitschr. 1908, Monatsberichte Nr. 3, S. 60.

der Spiriferinenzone angegeben zu finden, in welchem er in Südwestdeutschland eine auffallende Lage von dunkeln Schiefertonen nachgewiesen hat. Ich darf hiernach wohl annehmen, daß Herr M. SCHMIDT eine Gleichsetzung dieser beiden Schieferton-Horizonte trotz ihrer ziemlich abweichenden Mächtigkeit (30 cm und 2 m) nicht nur für unbedenklich, sondern sogar für geboten hält. Nun bildet diese Schiefertonlage aber (nach M. SCHMIDT: „Das Wellengebirge von Freudenstadt“, Fig. 1) am Schwarzwalde das Zwischenmittel der dortigen Terebratelbänkchen, an der Tauber dagegen liegt sie ungefähr sechs Meter über dem fränkischen *Terebratula*-Kalk. Also geht aus Herrn M. SCHMIDTs Ansicht hervor, daß die schwäbische Terebratelzone nicht genau der fränkischen und damit der Schaumkalkzone γ entspricht — ein Ergebnis, mit dem ich meinerseits sehr zufrieden bin.

2. Im Gegensatz zu diesem nunmehrigen Ergebnis hatte Herr M. SCHMIDT (Wellengebirge von Freudenstadt, S. 51) sehr nachdrücklich betont, ECK[1]) habe bereits 1880 die Identität dieser beiden Terebratelzonen „mit gutem Grunde recht wahrscheinlich gemacht“. ECK spricht in seiner Abhandlung einmal von der Gleichstellung der beiden Terebratelhorizonte, nämlich in dem von mir[2]) zitierten Bedingungssatze, sonst auf den 33 Seiten seiner Abhandlung nicht mit einer Silbe. Da Herr M. SCHMIDT nunmehr erklärt, er habe seine Ansicht nicht allein aus diesem Satze, sondern „aus dem ganzen Inhalte der Arbeit ECKs“ geschöpft, so glaube ich, daß es wirklich zur Klärung der Frage dienen würde, wenn er etwas genauer angeben wollte, wo und wie ECK die Identität der schwäbischen und fränkischen Terebratelzone mit gutem Grunde recht wahrscheinlich gemacht hat.

3. Das von ECK erwähnte Vorkommen von *Terebratula angusta* var. *ostheimensis* beweist für die vorliegende Frage nichts; denn ECK weist gerade darauf hin, daß PRÖSCHOLDT das gedachte Fossil bei Ostheim in der Spiriferinenbank[3]) und nur „außerordentlich selten“ in den Terebratelbänken gefunden habe. ECK selbst hat übrigens auch gar keine Schlüsse daraus gezogen.

---

[1]) „a. a. O. (Beitr. zur Kenntnis des südd. Muschekalks, diese Zeitschr. 1880) S. 54.“

[2]) Diese Zeitschr. 1907, Monatsberichte S. *269*.

[3]) Damit ist aber die Meininger Spiriferinenbank gemeint, die ungefähr 24 Meter tiefer liegt als die süddeutsche.

3. Über den Roßberg im Odenwald.

Von Herrn E. Becker.

(Mit einer Textfigur.)

Heidelberg, den 23. Dezember 1908.

Im Notizblatt des Vereins für Erdkunde (IV. F., 28. H., 1907, S. 43—47) unterzieht G. Klemm den Roßbergbasalt bei Darmstadt einer Betrachtung und ist gelegentlich seiner Neubearbeitung des Blattes Roßdorf zu interessanten Feststellungen gelangt, welche eine wertvolle Erweiterung gegenüber den in meiner Dissertation[1]) niedergelegten Ergebnissen bedeuten und z. T. auch von meinen Auffassungen abweichen.

Eine Veranlassung zu einer Bemerkung würde für mich nicht bestehen, wenn mir nicht, wie bereits des öfteren, auch hier wieder die Mißlichkeit zu Bewußtsein gekommen wäre, die durch die Niederlegung einer wissenschaftlichen Arbeit in Privatdruck geschaffen wird. Naturgemäß bleibt diese Art einer Publikation weiteren Kreisen unzugänglich. In wissenschaftlichen Zeitschriften kann somit eine Arbeit wie die meinige nur in Form von Referaten (N. Jahrb. Min. 1906, I, 367) erhalten bleiben.

Aus diesem Grunde bringe ich in folgendem den Wortlaut derjenigen Stellen aus meiner Arbeit zum Abdruck, auf welche es mir hier ankommt.

Klemm glaubt hinsichtlich der Farbe der Verwitterungsprodukte (cf. Verf.s Unterscheidung S. 37 wie bei Klemm, S. 44, letzter Abs.) zu einer anderen Auffassung gelangt zu sein.

In meiner Arbeit ist an folgenden Stellen zu lesen:

S. 61 (Abs. 2):

„Es liegt der Gedanke nicht allzufern, daß eben an denjenigen Stellen, an welchen einerseits die den Basalt überlagernde Decke keine bedeutende Mächtigkeit hat, andererseits die Niveauverhältnisse zur Wassersammlung günstigere sind, der oxydierende Sauerstoff leichter Zutritt finden kann, wodurch eine

[1]) Frankfurt a. M. 1904 (Druck von Gebr. Knauer).

verschiedene Färbung bewirkt sein dürfte. Tritt hierzu nun noch der weitere Faktor der tektonischen Zertrümmerung, so muß derselbe sowohl die Oxydation als auch den Auslaugungsprozeß wesentlich begünstigen. In der Tat gibt die Zersetzung mit der höchsten Oxydationsfarbe im Herrschaftsbruch eine Bestätigung hierfür. Außerdem sind wir in der Lage, an allen Stellen des Roßberges, wo wir tektonische Einflüsse feststellen können, die gleiche, tiefe Rotfärbung der Basaltrinde zu erkennen. Auf die unter sich gleichen Basalte der Nordseite müssen demnach verschiedenartige Reagenzien eingewirkt haben."

[Vgl. hierzu Fußnote[1]): E. KAISER, diese Zeitschr. 56, 1904, Monatsber. 3, S. *17* (Protokoll), und F. HORNUNG, ebenda 1904, Briefl. Mitteilungen, S. *57*.]

S. 62 (unten):

„Das Vorhandensein der in ihrer Verwitterung weit vorgeschrittenen Basaltreste (des Nordbruches) dürfte in engem Zusammenhang stehen mit den tektonischen Vorgängen auf der Ostseite unserer Basaltgruppe."

S. 63 (Abs. 4):

„Daß der Herrschaftsbruch an solchen (nämlich: Phosphaten) wieder mehr aufzuweisen hat als der Nordbruch, dürfte eine weitere Bestätigung sein dafür, daß der Verwitterungsakt durch die Zertrümmerungsvorgänge wesentlich begünstigt wird." (cf. Textfigur.)

S. 69 (Abs. 2):

„Wir haben im Herrschaftsbruche feststellen können, daß die Zertrümmerungsvorgänge das Gestein günstig vorbereitet haben für eine nachhaltige Verwitterung."

S. 70 (Abs. 1):

„Die späteren Verwerfungsvorgänge, welche jenen Teil des Basaltes (an der Südostecke) stark in seinem Gefüge zerklüftet hatten, eröffneten der Verwitterung die Wege, und diese schuf jene Stoffe, welche ihren hohen Gehalt an Phosphorsäure einerseits dem zersetzten Basalt und andererseits dem zersetzten Dolerit entnommen haben."

Demgegenüber sagt KLEMM S. 45:

„BECKER hat geglaubt, diese Verschiedenheiten in der Verwitterung auf die verschiedenartige Exposition im Gelände u. dgl. Ursachen zurückführen zu sollen. . . .“ „Ihm (KLEMM) scheint vielmehr der Grund für die verschiedenen Färbungen der Verwitterungsprodukte nur darin zu liegen, daß in den Quetschzonen das Gestein von den zahllosen Klüften aus, vielleicht auch unter Einwirkung hydrothermaler Agenzien viel stärker zersetzt werden konnte als an den Stellen, an welchen nur die Absonderungsklüfte des Gesteins den Tagewässern Zugangswege eröffneten.“

Den Inhalt des ersten Teiles letzteren Zitates erkenne ich völlig als meiner Auffassung entsprechend an, aber ich hatte ihn zunächst nur auf die Oberflächenverwitterung im allgemeinen bezogen.

Auch im zweiten Teil von KLEMMs Satz vermag ich einen Widerspruch gegenüber meiner Auffassung nicht zu erkennen.

Die hypothetisch von KLEMM angenommene Mitwirkung hydrothermaler Agenzien bildet den alleinigen neuen Zusatz.

Auf derselben Seite fährt KLEMM fort:

„An manchen Stellen sieht man auch in den Quetschzonen, daß unterhalb der mit einem Spiegel von „Manganerz“ bedeckten Rutschflächen zunächst eine graue oder grünlichgraue Verwitterungsrinde folgt, dann weiter nach innen eine rotbraune Kruste, die öfters noch frische Basaltkerne umschließt.“

Man wolle meine Ausführungen auf S. 26 vergleichen:

„Bei fast allen Klüften läßt sich im Querschnitt erkennen:

1. Die aneinanderstoßenden Basaltsplitter und -platten sind mit je einer 1—3 mm starken grüngrauen Kruste bedeckt, welche unzweifelhaft als Verwitterungsprodukt der basaltischen Gemengteile zu betrachten sind.

2. Der schwarze Harnisch von 1—2 mm Dicke.

Hier und da treten auch dünne weiße phosphatige Äderchen auf.“

ad 2 lies S. 27, Abs. 1:

„Die Masse, aus welcher die dunklen Harnische bestehen, hat sich durch die chemische Untersuchung als ein Gemenge von Basaltmehl mit „Eisen- und Manganerz“ erwiesen.“

Daß jene grüngraue Verwitterungskruste hier und da einmal noch durch eine rotbraune Schicht vom inneren, frischen Basaltkern getrennt wird, schien mir so selbstverständlich und auch nebensächlich, daß ich aus diesem Grunde besondere Angaben nicht machte (vgl. aber b. Verf. S. 37, Abs. 8).

Ebenfalls auf S. 45 sieht Klemm in den von ihm neuerdings festgestellten Quetschzonen auf der Westseite des Roßbergs mit einem Streichen von N 70° W einen Widerspruch gegenüber meinen in N 22° W gerichteten Zonen und glaubt an dem „Schematisieren“ in meiner „Übersichtsskizze“ Anstoß nehmen zu sollen. Demgegenüber möchte ich aber darauf hinweisen, daß die fragliche Zeichnung Nr 2 (S. 52 b. Verf.) ausdrücklich als „Schematische Skizze“ bezeichnet ist. Hierdurch dürfte der Hinweis gegeben sein, daß jener Parallelismus cum grano salis aufgefaßt sein wollte.

Wie die hier nochmals beigefügte Skizze (S. *32*) deutlich in Erscheinung treten läßt, ließ der damalige Stand der Aufschlüsse mich die Quetschzonen (= Zertrümmerungszonen) der Westhälfte nur im nördlichen Drittel nachweisen, während die Durchziehung in südöstlicher Richtung durch die Signatur als „mutmaßlich“ zu erkennen ist. (In der Originalkarte in 1 : 1000 und in der Kopie bei der Arbeit ist dagegen von dieser Durchziehung Abstand genommen worden.)

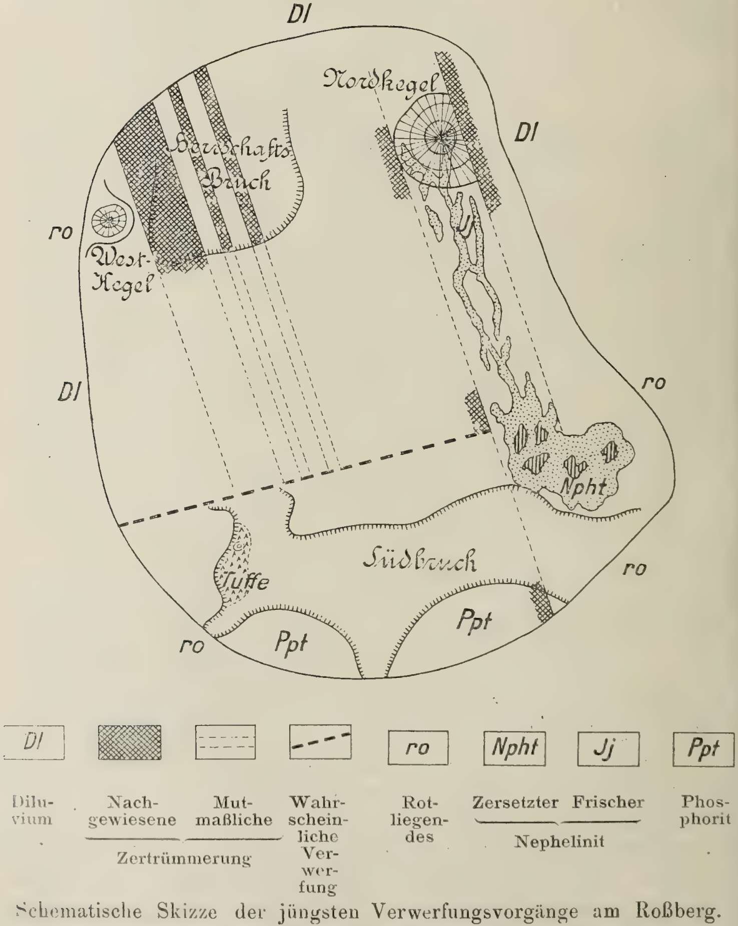
Ich stelle nun absolut nicht die Möglichkeit in Abrede, daß beim Fortschreiten der Abbauarbeiten gegen den Südbruch hin die Streichrichtung ein wenig von 22° abweichen möchte. Bei einem Besuch des Roßbergs im letzten Oktober[1]) habe auch ich die neu aufgeschlossene Quetschzone beobachtet. Und zwar liegt sie südlicher als das damalige Ende meiner 100 m breiten Zertrümmerungszone im Nordwestquadranten des Roßbergs. Die von Klemm ermittelte Streichrichtung könnte mir aus nachstehenden Gründen nicht erwünschter kommen.

Einmal spricht die Richtung N 70° W an sich schon dafür, daß jene neu aufgedeckte Quetschzone nicht mit der meinigen

---

[1]) Vor Kenntnis der mir Anfang Dezember 1908 durch die Freundlichkeit ihres Herrn Verfassers zugestellten Klemmschen Arbeit.

identisch ist oder gar die Unrichtigkeit der von mir ermittelten Streichrichtung beweisen kann. Ferner lehrt ein Blick auf meine schematische Skizze und die S. 52 und 53 hierzu gegebenen Erläuterungen, daß ich eine annähernd O—W verlaufende Verwerfung damals als „w a h r s c h e i n l i c h“ angenommen hatte. Welche Feststellung könnte mir willkommener erscheinen als jene, durch die meine v e r m u t e t e Verwerfung immer mehr in das Bereich größerer Wahrscheinlichkeit gerückt wird?



Schematische Skizze der jüngsten Verwerfungsvorgänge am Roßberg.

(Aus E. BECKERS Dissertation: Der Roßbergbasalt und seine Zersetzungsprodukte.)

Die Aufschlußarbeiten sind zurzeit jedoch noch nicht so weit gediehen, daß ich mir bezüglich der Verwerfungsfrage heute schon ein abschließendes Urteil erlauben möchte. Nach Angabe des Herrn CARL BREITWIESER dürfte im kommenden Sommer der Aufschluß in der Tiefe in südlicher Richtung bis zu jener Zone gelangt sein, in welcher ich die Verwerfung deutlicher erkennbar zu erwarten glaube, als dies heute schon der Fall ist. An der Stelle des Kulminationspunktes des Roßberges, der inzwischen ebenfalls dem Abbau anheimgefallen ist, lehrt ein Blick auf die dortigen Oberflächenverhältnisse, daß eine Verschiebung des Nordbasaltes gegen seinen südlichen Nachbar an einer fast O—W laufenden Linie kaum mehr einem Zweifel unterliegen dürfte. Es fehlt mir eben heute nur der zweite Punkt zur Festlegung der genaueren Streichrichtung.

Die technische Firma hat mir freundlichst in Aussicht gestellt, mich benachrichtigen zu wollen, sobald jene Stelle aufgeschlossen sein wird, und ich behalte mir vor, alsdann endgültig zu der Verwerfungsfrage Stellung zu nehmen[1]).

Auf S. 46 zweifelt KLEMM die von der normalen Fächerform abweichende Konfiguration des Nordbruchbasaltes als primär an und will sie durch „Nachsackungen" erklären, wodurch an der Basis des umgekehrten Fächers die allmählich söhliger bis fast horizontal werdende Lage der Säulen entstanden sein soll. Also müßte er auch folgerichtig die für den Scheidsberg bei Remagen a. Rh. durch MÖHL bzw. HOCHSTETTER gegebene Schilderung, vergleichsweise unserem Nordbruchbild gegenübergestellt, mit der „Nachsackungs-Theorie" deuten[2]).

Ich will nun nicht die Möglichkeit in Abrede stellen, daß einmal spätere Abbauarbeiten in die Tiefe eine Aufklärung in KLEMMs Sinn bringen möchten. Soviel mir jedoch bekannt ist, war der Nordbruch durch die Vorgängerin der Firma BREITWIESER sehr viel tiefer als heute aufgeschlossen

---

[1]) Bezüglich der in der umgebenden Sedimentformation liegenden Hinweise auf das Bestehen einer O—W-Verwerfung vgl. III. Teil bei Verfasser.

[2]) Vgl. H. MÖHL: Der Scheidsberg bei Remagen a. Rh. XIII. Ber. d. Offenb. Vers. f. Naturkde., 1873, S. 44—68.

Das Bild unseres Nordbruches dürfte ein vollkommenes Analogon zu dem von MÖHL erläuterten des Scheidsbergs sein. MÖHL spricht in seiner Abhandlung „Südwestliche Ausläufer des Vogelsgebirges" (s. XIV. Ber.) die Vermutung aus, daß die Ergänzung des heutigen Roßberges zu seiner ursprünglichen Form sich an die HOCHSTETTERsche Idealskizze (N. Jahrb. Min. 1871, S. 4761) anschließen werde.

und nachher wieder auf das heutige Sohlenniveau zugeschüttet worden, ohne daß Tuffe angefahren worden wären.

Heute liegt m. E. kein Grund vor, die Anordnung der Säulen anders als primär aufzufassen.

Die verschiedenen Neigungsrichtungen der unteren Säulen können m. E. nicht gegen meine Auffassung ins Treffen geführt werden, daß der Nordbruchbasaltkegel mit einer präexistierenden Basaltwand im Westen in Kontakt stehe. Die Grundfläche eines idealen Kegels ist stets ein Kreis; das Fächerbild dagegen ist ein Vertikalschnitt durch die Höhenachse in beliebiger Richtung. Warum sollte die Grenze des älteren Teiles nicht einen zum horizontalen Kegelschnitt konzentrischen Verlauf haben? Überdies verdanke ich dem verstorbenen Herrn LUDW. BREITWIESER die Bestätigung, daß westlich des Nordbruches unter der mächtigen Löß- und Schuttdecke in der Tat fester Basalt verborgen liege. Seine Feststellung geschah durch lange vor Beginn meiner Untersuchungen ausgeführte Probegrabungen in technischem Interesse. Dieses zur Korrektur der Annahme KLEMMS, als wenn ich durch das Fächerbild des Nordbruches erst zur „Mutmaßung“ einer älteren Basaltwand gelangt sei (vgl. bei KLEMM S. 46, oben).

Der Auffassung KLEMMS, daß der Roßberg unter die Gruppe der „Schlotbasalte“ zu stellen sei, vermag ich mich nicht anzuschließen. Vielmehr sind die neuerdings aufgeschlossenen Tuffmassen am West- bzw. Südwestrande unter- und überlagert von festem Basalt und deuten somit m. E. an, daß wir es hier mit einer „stratovulkanischen“ Erscheinung zu tun haben, die mindestens zwei Effusionen erlebt haben dürfte. Zur Auffassung hinsichtlich des stratovulkanischen Phänomens hatte mich aber seinerzeit bereits das Bild des Nordbruches geführt in Verbindung mit den Tuffen der Südwestseite, die noch viel zu ungenügend aufgeschlossen waren, um mehr als Vermutungen daran zu knüpfen, wie Abs. 4 auf S. 31 ersehen läßt:

> „An dieser Stelle muß infolge einer späteren eruptiven Tätigkeit sich noch Basaltmagma über die früher ausgeworfenen Produkte bewegt haben, das zum Teil die losen Massen durchdringen konnte. Vielleicht ist der Tuff auch eine riesige Einschlußmasse des alten Tuffmantels, der beim Auftreten des Basaltes umhüllt und gelegentlich durchdrungen wurde.“

Die hier von diesen beiden Vermutungen damals schon als die wahrscheinlichere hingestellte, findet heute ihre völlige Bestätigung.

Weiterhin nimmt KLEMM eine „Einheitlichkeit" des Roßbergbasaltes an im Gegensatz zu meiner „Dreiteilung" in petrogenetischer Hinsicht.

Verf. unterschied (Teil III, S. 51, Abs. 3):

1. Hauynbasalt der nördlichen Hälfte;
2. Biotitbasalt des Südbruches;
3. Doleritischen Basalt = Nephelinit, in Adern und Gängen am Osthange.

Bei dem Mangel jeglichen Kontaktaufschlusses für die von mir in Gegensatz gebrachten Varietäten 1 und 2 war es damals und ist es auch heute noch nicht möglich, bezüglich ihrer genetischen Beziehungen irgendeine bestimmte Behauptung aufzustellen. Wohin also die etwaige Grenze zwischen beiden topographisch zu legen sei, war auch damals für mich eine offene Frage.

Nachdem aber KLEMM nun den Hauyn-Typus auch im südlichen, dagegen den Biotit-Typus (auch Hauyn-arm) im nördlichen Teil des Roßbergs festgestellt hat, wage auch ich nicht mehr einen Gegensatz in meinem früheren Sinne aufrecht zu erhalten.

Die Tatsache, daß gerade mein Typus 2 sich neuerdings an der Südwand des Nordbruches auffinden ließ, scheint mir geeignet, in gewisser Beziehung einen Hinweis zu liefern. Meine diesbezüglichen Schliffe entstammen nämlich der Südwestecke des Südbruchs, wo damals ein lebhafter Abbau stattfand.

Sollte daher nicht die Möglichkeit vorliegen, daß allerdings auch die Südhälfte aus dem hauynführenden Haupttypus (1) bestehe, aber ein hauynfreier Biotitbasalt (2) als „Gang" den ganzen Komplex in SW—NO durchsetzen möchte (in Richtung des Vertikal-Profils I meiner Karte)?

Daß überhaupt jener Typus 2 auch anderenorts am Roßberg festgestellt wurde, deutet schon auf die Notwendigkeit der Ausscheidung als einer vom übrigen Basalt abweichenden Varietät hin.

Das neuerdings nachgewiesene Vorkommen von Melilith[1]), der von MÖHL zwar erwähnt, von keinem der späteren Autoren, z. B. E. COHEN, mehr bestätigt werden konnte, ist als ein interessantes Ergebnis zu begrüßen. Hiermit wird aber meinen drei Varietäten noch eine vierte hinzugefügt.

[1]) Das gänzliche Fehlen des Perowskit (nach KLEMM) muß auffällig erscheinen, da die bis jetzt bekannten Melilithbasalte äußerst selten jenen Gemengteil vermissen lassen (cf. H. ROSENBUSCH: Physiograph. IV, Bd. II, S. 1454).

Die Frage schließlich, ob man nun eine Einheitlichkeit nach KLEMMs Auffassung oder eine Uneinheitlichkeit in meinem Sinn annehmen soll, wird eine unentschiedene bleiben müssen, solange nicht die genetischen Beziehungen zwischen den tatsächlich vorhandenen vier Varietäten eingehende Untersuchung erfahren haben werden. Es muß dies die Aufgabe einer petrographischen Spezialarbeit bleiben, welche einem jüngeren Fachgenossen reichliches Material zuführen dürfte, zumal in den nächsten Jahren durch die immer tiefer eingreifenden Aufschlußarbeiten die Wahrscheinlichkeit, die Kontaktverhältnisse ad oculos demonstrieren zu können, eine stets größere werden dürfte.

In wenigen Jahren wird der Begriff „Berg“ an Stelle unseres Roßbergbasaltes topographisch kaum mehr zu Recht bestehen, sondern einem künstlich erzeugten Kraterkessel Platz gemacht haben.

---

4. Über Schichtenfolge und Fossilien von Laverda in der Marostica (Venetien).

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Mit 1 Textfigur.

Groß-Lichterfelde bei Berlin, den 19. Dezember 1908.

Das Studium des venetianischen Tertiärs und seiner Faunen hat in letzter Zeit mehr als früher die italienischen Geologen und zumal die jüngeren unter ihnen beschäftigt; es ist nicht unmöglich, daß der Mahnruf TARAMELLIs, welchen ich vor Jahren an anderer Stelle eingehender zu würdigen Gelegenheit hatte[1]), nicht ganz unschuldig ist an dieser Veränderung der Verhältnisse, welche man, von welchem Standpunkte aus man auch immer die Dinge betrachtet, wohl als eine erfreuliche anzusehen vermag. In einer Periode vielfacher Spannung, wie wir sie jetzt durchleben, mag es vielleicht vorsichtiger und für die Persönlichkeit des Autors angenehmer sein, einer Kritik dieser in gewissem Sinne nationalen Arbeiten aus dem Wege zu gehen, andererseits sind die

[1]) Vgl. diese Zeitschr. **55**, 1903, S. 99.

Fäden der Wissenschaft so vielfach verschlungen, daß es selbst bei dem besten Willen hier nicht möglich ist, nach politischen Grenzen zu scheiden und die Wissenschaft jedes einzelnen Gebietes ihre eigenen Wege gehen zu lassen. Und so sind es denn auch nicht mehr oder weniger opportunistische Bedenken von der Art der oben angedeuteten, welche mich in den letzten Jahren zu einer gewissen Passivität einer Reihe von literarischen Erscheinungen gegenüber veranlaßten, sondern allerlei persönliche Verhältnisse, welche meine wissenschaftliche Tätigkeit stark beschränkten. Nachdem diese teilweise gehoben sind, gibt mir ein vor kurzem erschienener „Revisione della fauna oligocenica di Laverda nel Vicentino“ betitelter Aufsatz des Herrn G. CANESTRELLI[1]) die willkommene Gelegenheit, mich über eine Reihe von Punkten zu äußern, über welche ich mit dem Autor nicht übereinzustimmen vermag, und welche ich nicht ohne Widerspruch in die Fachliteratur hinausgehen lassen möchte; und zwar werde ich mich möglichst auf die in dem Aufsatze selbst behandelten Fragen beschränken, da andere, damit in innigem Zusammenhang stehende, vor allem meine Stellungnahme zu den neueren, sehr dankenswerten französischen und italienischen Untersuchungen über die Stellung der Priabonaschichten, sich nicht in Kürze erledigen lassen und eine eigene Publikation erfordern würden, zu welcher ich in absehbarer Zeit zu gelangen hoffe.

Die Punkte, welche hier zu erörtern sein werden, beziehen sich einmal auf die stratigraphische und dann auf die paläontologische Seite der Fragen. Was die erstere anlangt, so habe ich mich darüber in meinen Priabonaschichten[2]) sehr eingehend ausgesprochen. Es blieb damals für mich ein Punkt unsicher, das war die genaue Stellung der Bank mit *Pachyperna Laverdana* mihi, welche ich an Ort und Stelle nicht aufzufinden vermochte. Herr CANESTRELLI bringt hierin leider nichts Neues. Allem Anschein nach hat er die Zeit, in welcher er sich in Laverda aufhielt, nur zum Sammeln von Fossilien verwendet; wenigstens finde ich in der Arbeit keine einzige selbständige Beobachtung über die Stratigraphie dieses Punktes. Was der Autor gibt, sind kritische Bemerkungen zu der Parallelisierung der Schichtsysteme, wie ich sie a. a. O. vorgenommen habe. Für die *Pachyperna* selbst stimmt er

---

[1]) Separatabzug aus den Atti delle Soc. Ligustica di Scienze naturali XIX, Genova 1908.

[2]) Palaeontographica **47**, 1901, vgl. S. 13.

mit mir überein, daß sie allem Anschein nach stratigraphisch unterhalb der Kalke mit *Nummulites intermedius* D'ARCH. liegt, und daß sie paläontologisch mit der Form identisch ist, welche SECCO als aus dem Val di S. Bovo bei Bassano stammend etikettiert. Trotzdem zieht er die Pernenbank zum eigentlichen Oligocän und nimmt an, daß sie direkt, wenn auch in Diskordanz, auf den Spileccoschichten läge (S. 7). Da es ihm, wie er selbst angibt, „nicht vergönnt war, die Bank mit Pachypernen an Ort und Stelle aufzufinden und in ihr Fossilien zu sammeln", so fehlt jeder Beweis für die Behauptung und die Stellungnahme des Autors. Ich nehme an, daß er sich in dieser hat bestimmen lassen, durch das Vorkommen von *Nummulites intermedius-Fichteli* und *Nummulites vascus-Boucheri* in den darüber liegenden Kalken, die dort aufträten „mit anderen Arten, welche alle den piemontesischen Oligocänschichten angehörten". Worauf sich diese Andeutung bezieht, weiß ich nicht. In der Besprechung der Nummuliten, bei welcher auf eine noch nicht erschienene[1]) Arbeit der Dottoressa MARIA RAVAGLI Bezug genommen ist, finde ich außer einer neuen Art, *Nummulites Laverdae* RAV., nur *Nummulites Boucheri* DE LA HARPE und *Nummulites sub-Fabianii* PREV. angegeben. Beides sind Formen, welche aber auch in den Priabonaschichten auftreten, und zwar wird der *Nummulites Fabianii* PREV. und seine Begleitform mit großer Anfangskammer von den französischen und italienischen Fachgenossen geradezu als charakteristisch für den älteren Komplex aufgefaßt. Es ist dieser *N. Fabianii* PREVER der *Nummulites intermedius-Fichteli* der älteren Autoren, zu denen ich mich in diesem Falle nun auch schon rechnen muß, soweit er mit Pfeilern bzw. Warzen auf der Oberfläche versehen ist, und es steht für mich noch dahin, ob

---

[1]) Die betreffende Originalarbeit ist mir inzwischen zugegangen. (MARIA RAVAGLI: Nummuliti oligoceniche di Laverda. Readicenti della R. Accademia dei Lincei. Classe di scienze Fisiche etc. (Va) 17 Seduta del 8 nov. 1908, S. 500—507.) Sie enthält eingehende und genaue Beschreibungen, welche durch die Abbildungen trefflich unterstützt werden. Die auf die Altersfrage bezüglichen kurzen Sätze bieten kaum etwas Neues und sind im wesentlichen Wiederholungen der Ansichten CANESTRELLIS. Der *N sub-Fabianii* ist auch nach der Autorin im wesentlichen nur aus dem Bartoniano u. Priaboniano bekannt. Der einzige Punkt, wo er „probabilmente" im Tongriano aufträte, ist Gassino bei Turin, ein Punkt, dessen Stratigraphie noch durchaus nicht entwirrt ist, und an dem möglicherweise auch Priabonaschichten entwickelt sind. (Vergl. meine Priabonasch. S. 294, wo diese Frage kurz ventiliert wird, ich allerdings zu entgegengesetzten Resultaten gelange.) Jedenfalls dürfte dieser *N. sub-Fabianii* sich kaum im Sinne der italienischen Autoren verwenden lassen. —

man diese Form hier wirklich so scharf trennen und zur Charakterisierung bestimmter Niveaus verwenden darf, wenn man andererseits zwischen *Nummulites laevigatus* und *Nummulites scaber-Lamarckii* im Pariser Becken keine tiefgreifende Scheidung vornimmt. Es ist für mich durchaus noch nicht bewiesen, daß nicht auch bei *Nummulites intermedius* glatte und mit Warzen versehene Formen genau so nebeneinander vorkommen, wie dies bei *Nummulites laevigatus* der Fall ist. Im Gegenteil möchte ich a priori davon überzeugt sein, doch verlangt dies Untersuchungen ad hoc, welche vorzunehmen ich bisher noch nicht die Muße gefunden habe.

Was den Kalk von Laverda aber anlangt, so liegt mir aus ihm, wie ich nach genauer Durchsicht meiner selbst gesammelten Vorräte ersehen habe, nur der glatte *Nummulites intermedius* vor, während die italienischen Autoren nunmehr, wie wir sahen, von demselben Punkte auch den warzigen *Nummulites sub-Fabiani* angeben. Es würde dies, vorausgesetzt, daß es sich in Laverda wirklich um Priabonakalk handelt, unbedingt für meine Auffassung sprechen, daß beide Formen vereinigt in den Priabonaschichten auftreten. In jedem Falle ist aber bewiesen, natürlich unter Voraussetzung einer richtigen Bestimmung der Dott. MARIA RAVAGLI, daß die beiden Formen in bestimmten Horizonten zusammen auftreten können. Daß es sich nun bei dem Kalke von Laverda wirklich um Priabonaschichten handelt, dafür scheint mir eine Anzahl von Momenten zu sprechen. 1. enthält das typische Oligocän, mag man es nun Tongrien oder Bormidiano benennen, soweit ich es in der Marostica kenne, dort in so tiefem Niveau keine Kalkbänke, 2. findet sich die *Pachyperna Laverdana* nach den Angaben von SECCO bei S. Bovo im typischen Priabonahorizonte, dessen reiche Fauna von mir in meinen Priabonaschichten beschrieben wurde, 3. scheint es natürlicher, das Oligocän in Laverda mit den Konglomeraten beginnen zu lassen, welche eine ganz neue Fauna, darunter die *Natica crassatina* enthalten. Wenn also S. 7 Herr CANESTRELLI die beiden unteren Glieder meiner Serie zum „oligocene inferiore“, statt zum „eocene superiore“ oder „Priaboniano“ rechnet, so ist dies ein individueller Glaube, für den ein zwingender wissenschaftlicher Beweis noch durchweg aussteht.

Die Bemerkung über das Ligurien, welche in dem Texte nunmehr folgt, scheint mir nicht ganz am Platze. Ich weiß so gut wie der Autor, daß SACCO[1]) den ligurischen Flysch

---

[1]) Le Ligurien. B. S. G. F. (III), 17, S. 212 ff.

stratigraphisch für älter erklärt hat als das Mittel- und Obereocän, wobei aber bei diesen versteinerungsleeren Absätzen der Beweis noch aussteht, ob sämtliche Flyschbänke dieser Zone dem gleichen Horizonte entsprechen, und ob nicht speziell der Flysch von Genua, welcher von den Konglomeraten von Porto Fino bedeckt wird, wirklich unteroligocänen Alters sein könnte. Alles dies hat aber mit der eigentlichen Frage nichts zu tun, denn ich habe das Ligurien als terminus technicus seinerzeit im Sinne MAYERs verwendet, und da bedeutet es Unteroligocän, welches auch immer das Alter des ligurischen Flysches sein sollte. Jedenfalls würde es sich, wenn man den Namen änderte, hier ausschließlich um eine Frage der systematischen Zweckmäßigkeit handeln, welche weder von CANESTRELLI a. a. O. noch von mir hier weiter diskutiert werden sollte.

Was nun die Fauna von Laverda anlangt, so ist sie in ihren Grundzügen eigentlich schon seit der Monographie von TH. FUCHS bekannt, und ich selbst habe, als ich die Revision der venetianischen Oligocänfauna gab und dabei gelegentlich Laverda als Fundort hinzufügte, nicht geglaubt, daß hier noch wesentlich Neues zu erwarten sein dürfte. Ich finde auch in der Publikation CANESTRELLIs keine Veranlassung, von meiner damaligen Ansicht abzugehen. Das meiste von dem, was der Autor gibt, ist wohl bekannt, und manches, was neu erscheint, ist nicht richtig. Vor allem hätte man aber von einer derartigen Lokaluntersuchung erwarten dürfen, daß diese sich entweder ausschließlich auf selbst gesammeltes Material stützte oder vermöge einer genauen Kenntnis der örtlichen Verhältnisse und der verschiedenen Gesteinstypen das Vorhandene so zu benutzen vermochte, daß die verschiedenen Niveaus und Lokalitäten genau getrennt gehalten wurden. Nun fehlt bei CANESTRELLI vor allem häufig im einzelnen Falle die Provenienz seiner Stücke. Allem Anschein nach hat der Autor das wenigste selbst gesammelt, das meiste stammt aus Aufsammlungen eines Advokaten VESCOVI und eines Herrn ALBERTI aus Pianezze di Marostica. Nun weiß doch jeder Geologe, der derartige Lokalsammlungen von Laien gesehen hat, wie diese zusammenkommen, und was dort alles vereinigt ist. Zum mindesten hätte Herr CANESTRELLI wohl mit etwas mehr Kritik an diese Dinge herangehen müssen. Es werden z. B. bei ihm eine ganze Reihe von Riff- und Einzelkorallen aus Laverda beschrieben. Fast alle stammen sie aus diesen Privatsammlungen. Nun habe ich selbst noch niemals Riffkorallen aus Laverda gesehen noch gesammelt, dagegen liegt der berühmte Fundort Crosara in

allernächster Nähe. Es ist doch wohl a priori anzunehmen, daß alle diese Formen von dort stammen, was übrigens leicht zu ermitteln sein dürfte, da das Gestein von Crosara, ein blauer, zäher Mergel, ungemein charakteristisch ist. Ähnliches dürfte sich wohl für einen Teil speziell der Gastropoden voraussetzen lassen, nämlich, daß sie aus Gnata oder Sangonini herbeigeschleppt seien. Ich habe wenigstens seinerzeit in Laverda zahlreiche Mollusken erworben, welche augenscheinlich aus Tuffen stammten, und von denen mir eine Provenienz aus Gnata angegeben wurde, wobei übrigens diese Tuffe, wie man sich an Ort und Stelle leicht überzeugen kann, — ich verweise auf meine „Priabonaschichten“ S. 11 —, sicher jünger sind als die Laverdamergel. Ein klares Bild von deren Fauna erhält man somit nicht, und getrübt wird es noch dadurch, daß selbst die Sammlung in Florenz, wie ich mich in den 90er Jahren selbst überzeugt habe, wie übrigens viele der älteren Sammlungen, für die venetianischen Sachen ziemlich ungeordnet war, und damals die Provenienzen von Roncà und Sangonini oft genug vertauscht waren. Daß dies teilweise noch der Fall ist und den Autor in einzelnen Fällen bedenklich irregeführt hat, geht aus Bemerkungen, wie er sie auf S. 69 hinsichtlich der *Turritella asperula* BRONGN. von Roncà gibt, deutlich hervor.

Ich gehe nunmehr auf die einzelnen vom Autor beschriebenen Formen ein, soweit sie mir zu Bemerkungen und Ausstellungen Veranlassung geben:

Dendrophyllia vicentina CAN. S. 16, Taf. I, Fig. 1. — Dieser Name ist aller Wahrscheinlichkeit nach einzuziehen, da die Type bereits bekannt ist. Schon REUSS[1]) gibt aus Oberburg in Steiermark eine *Dendrophyllia nodosa* an, welche zu vergleichen wäre. REIS[2]) dagegen beschreibt eine *D. rugosa* GÜMBEL aus den Reiter Schichten der Nordalpen und fügt ausdrücklich hinzu, daß „die paläontologische Sammlung in München von Laverda di Marostica (also aus dem gleichen Fundpunkte wie CANESTRELLI) Bruchstücke einer *Dendrophyllia* besäße, die mit denen von Reit ganz genau übereinstimmen“. REIS nimmt an, daß wahrscheinlich auch die Oberburger Art hierher zu ziehen sei. Dies ist um so wahrscheinlicher, als auch der Durchmesser der Kelche bei beiden Formen annähernd übereinstimmt. CANESTRELLI gibt über diesen im Texte nichts

---

[1]) A. E. REUSS: Die fossilen Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark. Denkschr. Wiener Akademie XXIII, 1864, S. 26, Taf. VII, Fig. 4—7.

[2]) OTTO M. REIS: Die Korallen der Reiter Schichten. Geognostische Jahreshefte II, S. 91 ff. Vergl. S. 105.

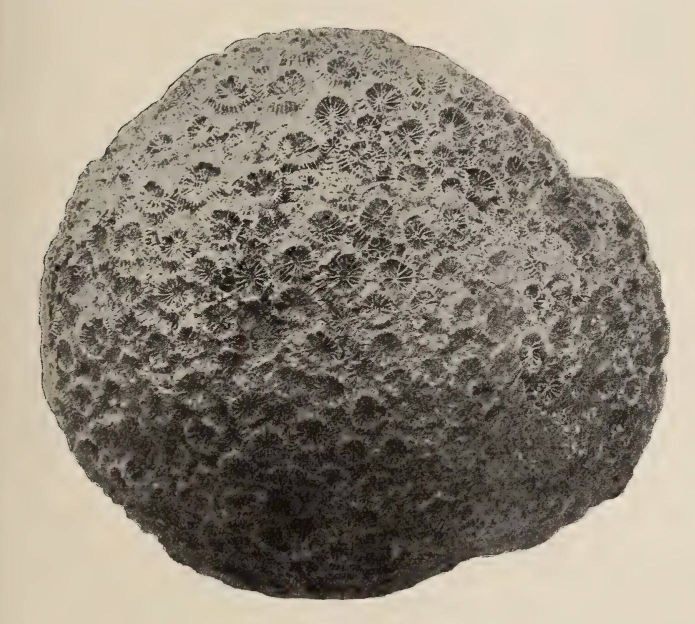
an, und die Abbildung führt zuerst irre, da sie vergrößert ist. Wenn man indessen dieses letztere Moment in Betracht zieht, so dürfte nach Abmessung des abgebildeten Kelches und Berücksichtigung der Vergrößerung von $1^1/_2$ mal für diesen ebenfalls ein Durchmesser von 4—5 mm zustande kommen, wie ihn REUSS für die steierische Type beschreibt. Ich selbst besitze von Dendrophyllien aus dem venetianischen Tertiär nur ein Basalstück aus dem Mitteloligocän von S. Luca bei Marostica, welches möglicherweise hierher gehört. Dagegen sammelte ich in Crosara selbst eine andere Eupsammide, welche ich zuerst zu *Dendrophyllia* zog, die aber doch eine *Lobopsammia* ist und der *L. cariosa* MICH. des Pariser Eocäns zum mindesten äußerst nahesteht. Diese letztere Art gibt auch REIS a. a. O. S. 106 aus der Breccie von Reit im Winkel an.

Phyllocoenia (nicht *cenia*, wie CANESTRELLI beständig schreibt) *Lucasana* DEFR. S. 18. — Ich weiß nicht, was der Autor unter diesem Namen versteht. Aller Wahrscheinlichkeit nach die Type, welche sowohl REUSS als D'ACHIARDI fälschlich auf die Form von DEFRANCE und MILNE EDWARDS und HAIME bezogen haben. Ich habe des wiederholten auf diesen Punkt hingewiesen und betont, daß die echte *Phyll. Lucasana* sich von der *Phyll. irradians* nur durch die Größe ihrer Kelche unterscheidet. Ich gebe, um endlich einmal der Verwirrung zu steuern, nunmehr eine Abbildung dieser echten *Phyll. Lucasana*, welche mir vom Mt. Perin di S. Trinità bei Montecchio maggiore, S. Luca bei Marostica usw. teilweise aus eigenen Aufsammlungen, vorliegt. Da ich alle diese Punkte u. a. auch in einer Anmerkung auf derselben Seite[1]) besprochen habe, welche CANESTRELLI selbst zitiert, so hätte er sich wohl doch mit dieser Frage auseinandersetzen müssen. Ebendort spreche ich auch meine Zweifel aus über das Auftreten dieser Type im Mitteleocän des Friaul, ebendort habe ich erklärt, daß beide Typen, sowohl die *Phyll. irradians* wie die *Phyll. Lucasana*, schon wegen des Vorhandenseins einer Achse nicht zu *Phyllocoenia* gerechnet werden können, ebendort habe ich darauf hingewiesen, daß nach meinen Beobachtungen mit größter Wahrscheinlichkeit der freie Septalrand bei diesen Formen gezähnelt ist, und daß sie daher zu *Heliastrea* gehören. Alle diese Bemerkungen hat CANESTRELLI nicht beobachtet, dagegen fügt er aus eigenem hinzu, daß er beim Anschnitt (sezionato) einiger Kelche die Septen glatt gefunden habe, was natürlich, da es sich um den oberen

[1]) Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, S. 175/176.

freien Kelchrand handelt, für die Frage gänzlich bedeutungslos ist.

Trochosmilia alpina MICHELIN S. 24. — Ich weiß nicht, von wem diese Form aus dem Oligocän von Salcedo, wie CANESTRELLI angibt, zitiert wurde. Sie ist bisher ausschließlich eocän, und deshalb glaube ich nicht, daß die Form von Laverda, welche CANESTRELLI hierherzieht, richtig bestimmt wurde. Ebenso zweifelhaft scheint mir die Anwesenheit der



Phyllocoenia Lucasana DEFR.
Mt. Perin di S. Trinità bei Montecchio maggiore.

bisher niemals in Venetien beobachteten *Montlivaultia carcarensis* MICHT. Die Formation von Crosara besitzt hier in der *Trochosmilia varicosa* REUSS und eventuell in der *Leptomussa variabilis* REUSS[1]) so ähnliche Formen, daß man doch zuerst auf diese zurückgreifen sollte, ehe man bisher niemals beobachtete Arten in einem Gebiete auffindet, welches seit Jahr-

---

[1]) Paläontol. Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. II. Denkschr. der K. Akad. XXIX, Wien 1869, Taf. XVII, Fig. 4—6 und 11—12.

zehnten von so ausgezeichneten Spezialisten auf das genaueste durchforscht wurde.

Crassatella scabra MICHT. S. 35, Taf. I, Fig. 3a und b. — Nach der Abbildung möchte man die vom Autor aufgefundenen Exemplare kaum zu dieser vielgestaltigen Art zählen. Ob die *C. trigonula* FUCHS wirklich identisch ist mit der piemontesischen *Astarte scabra* MICHT., wie SACCO und mit ihm jetzt CANESTRELLI wollen, scheint mir nach den von dem ersteren gegebenen Abbildungen[1]) sehr zweifelhaft. Es wäre allerdings nicht unmöglich, daß die FUCHSsche Art zwei Formenkreisen entspräche, von denen der eine mehr in die Nähe der erwähnten Type MICHELOTTIs fiele, während der andere, mit Analkiel versehene, mit dem übereinstimmte, was MICHELOTTI als *Astarte problematica* bezeichnet hat. Diese *A. problematica* MICHT. dürfte aber kaum von der *Crassatella sulcata* SOL. durchgreifend zu unterscheiden sein. Als *C. problematica* MICHT. diese Type aufzuführen, führt, wie FUCHS a. a. O. S. 66 (202) selbst bemerkt, zu heillosen Verwirrungen, da MICHELOTTI selbst eine *C. problematica* beschrieben hat, welche zu *Crassatella* s. strict. gehört, während *C. trigonula* FUCHS mit Recht von SACCO zu *Crassitina* WEINKAUFF gezählt wird. Durch diese Ähnlichkeit des Namens wohl verführt, hat CANESTRELLI, wie er selbst angibt, früher in seiner vorläufigen Mitteilung diese kleine *Crassitina* von Laverda zu der riesigen *Crassatella plumbea* DESH. des Pariser Eocän gerechnet. Zu meinem Erstaunen fährt er auch jetzt noch fort, diese letztere Form als verwandte Spezies aufzuführen, obgleich er mit demselben Rechte jede andere *Crassatella* als nahestehend bezeichnen könnte, was natürlich nur Geltung hat, sobald er sich auf rein generische Merkmale beschränkt. Daß er von mir selbst aber ähnliche Irrtümer voraussetzt, indem er bei einem Zitat von mir *Crassatella* sp. aff. *plumbea* CHEMN., welche sich auf einen Steinkern aus der Fauna von Prečista in Macedonien bezog[2]), eine ähnliche Bedeutung beilegt, dagegen muß ich doch mit allem Nachdruck protestieren.

Corbis major BAY. S. 38. — Diese eocäne Art ist bisher im Oligocän nicht nachgewiesen. Ich vermute, daß sich die Angaben von CANESTRELLI auf das beziehen, was ich im Jahre 1900 in der Rivista italiana di Paleontologia[3]) als *Corbis pseudolamellosa* beschrieben und abgebildet habe. Ich

---

[1]) Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXVII, Taf. VII, Fig. 30—31.

[2]) Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 154.

[3]) a. a. O., S. 32, Taf. I, Fig. 3—3a.

füge meiner Beschreibung hinzu: „Unico esemplare di Gnata. Mia collez. Avuto a Laverda nel 1897 insiema ad altri esemplari raccolti là dall'oste." Man sieht also, daß ich die Form vom gleichen Fundpunkt habe. Nach meinen Erinnerungen wurde mir damals von dem Sammler gesagt, daß sie aus den Tuffen von Gnata stamme. Jedenfalls hätte diese meine Art, welche in einer sehr gelesenen italienischen Zeitschrift publiziert wurde, dem Autor nicht unbekannt bleiben dürfen. Sollte dies aber doch eingetreten sein, so hätte ihn meine ihm bekannte Revision der venetianischen Oligocänfaunen[1]) darauf aufmerksam machen müssen, denn auch hier findet sich die Type auf S. 268 angegeben.

Cardium Pallasianum BAST. S. 41. — Wenn CANESTRELLI mit SACCO das oligocäne *C. fallax* MICHT. zu dem miocänen *C. Pallasianum* BAST. des Bordelais zieht, so ist dies nicht ohne weiteres zu akzeptieren. Die Type BASTEROTS ist anscheinend völlig in Vergessenheit geraten; daß sie, wie SACCO annimmt[2]), oligocän sei, ist sehr zweifelhaft, denn BASTEROT gibt als Provenienz „environs de Dax" an, und wenn MAYER sie[3]) nach den Angaben von SACCO aus dem Aquitanien zitiert, so steht dieses in seiner Fauna bekanntlich dem Miocän weit näher als dem Oligocän. Es wäre hier, meiner Ansicht nach, für jeden vorsichtigen und nicht nur nach Neuerungen strebenden Autor vor allem eine Wiederauffindung und Neuuntersuchung der Type DE BASTEROTS abzuwarten, ehe man sich entschließt, von der MICHELOTTIschen, durch FUCHS akzeptierten und mit einer guten Figur belegten Bezeichnung Abstand zu nehmen.

Tapes de Stefanii CAN. S. 42, Taf. I, Fig. 5. — Ich bin um so weniger sicher, daß es sich hier um einen *Tapes* und eine neue Art handelt, als das Schloß des Unikums nicht untersucht wurde. Vielleicht handelt es sich um ein verdrücktes Exemplar der in den Tuffen von Sangonini usw. äußerst häufigen *Cytherea splendida* MER., welche CANESTRELLI a. a. O. S. 43 auch vorlag.

Macrosolen plicatus v. SCHAUR. S. 53. — CANESTRELLI hat, zumal in seiner vorläufigen Mitteilung, die Annahme des Genus *Macrosolen* für diese Formen und ihre Verwandten als ein besonderes Resultat seiner paläontologischen Arbeit betrachtet. Wenn ihm meine Abhandlung über das Eocän

---

[1]) Diese Zeitschr. **52**, 1900.
[2]) Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXVII, S. 47.
[3]) Journal de Conchyliologie XII, S. 355.

Ägyptens[1]) bekannt gewesen wäre, so hätte er auf S. 384 ersehen können, daß ich selbst schon 1903 zu demselben Resultate gekommen bin.

Homomya Heberti AGASS. S. 57, Taf. II, Fig. 4, 5 und 8. — Es wird als eine der wichtigsten Beobachtungen des Autors von CANESTRELLI selbst dargestellt und figuriert schon in seinem vorläufigen Berichte[2]) a. a. O. S. 528, daß die allbekannte *Glycymeris Herberti* BOSQ. und Verwandte keine echten Glycymeriden oder Panopaeen sind, sondern zu der Gattung *Homomya* unter den Pholadomyen gehören. Als ich diese Bemerkungen las, hatte ich sogleich ein gewisses, fast instinktives Mißtrauen. Ich bin der Sache auf den Grund gegangen, und die Behauptung CANESTRELLIs hat sich als gänzlich haltlos herausgestellt. Sie stützt sich ausschließlich auf die Beobachtung, daß die Oberfläche der *Glyc. Heberti* feine Reihen von Granulationen trage, welche charakteristisch seien für die Gattung *Homomya* AG., wobei auf ZITTEL[3]) verwiesen wird. Nun ist eine derartige Skulptur zweifellos nur ein sekundäres Merkmal. In den meisten Fällen hat es nur spezifische Bedeutung; dies ist so allbekannt, daß sich Beispiele erübrigen. In anderen Fällen dient es, da es sich bei sämtlichen Arten wiederfindet, u. a. mit zur generischen Unterscheidung. So auch bei *Homomya* AG., und nicht anders wird es augenscheinlich hier bei ZITTEL aufgefaßt, denn dieser klassische Zeuge bemerkt noch in seiner Beschreibung „Schloß zahnlos" und fügt hier auf S. 124 wie auf S. 121 hinzu, „daß sich diese Gattung, nämlich *Homomya*, von *Glycymeris* unterscheide durch die papierdünne Schale und durch den zahnlosen Schloßrand". Die gleichen Angaben macht P. FISCHER in seinem Manuel de Conchyliologie, welcher auf S. 1165/66 noch das Vorhandensein einer inneren Perlmutterschale für die Gruppe fordert, während er die Gattung *Homomya* AG. selbst, was Herr CANESTRELLI wissen mußte, nicht bestehen läßt, sie als „mal défini" bezeichnet und erklärt, daß eine Analysis der Arten von *Homomya* zeige, daß die einen zu *Arcomya*, die anderen zu *Pleuromya* gehören. und zwar sind es gerade die Formen mit der aus Körnchenreihen besetzten Skulptur, welche er zu *Arcomya* verweist. Wenn wir nun prüfen, inwieweit die *Glyc. Héberti* BOSQ. und ihre Verwandten den wichtigeren generischen Merkmalen

---

[1]) Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. Palaeontographica, XXX, 3. Abt., 1903—1906.

[2]) Reale Accad. dei Lincei (V a) 16, Roma 1907, S. 525 ff.

[3]) Paläozoologie II, S. 124, Fig. 178.

der Pholadomyen resp. der Arcomyen entsprechen, so sind wir naturgemäß nicht auf das relativ schlecht erhaltene Material von Laverda und den übrigen Fundpunkten des italienischen Unteroligocän angewiesen. *Glyc. Héberti* Bosq. ist bekanntlich ebenso verbreitet im nordischen Oligocän und läßt dort ihre Schalenverhältnisse naturgemäß besser beobachten. Ich besitze sie selbst in meiner Sammlung aus Pierrefitte wie aus Weinheim und vom Doberg bei Bünde. In allen Fällen haben wir eine Schale, welche wir nicht als papierdünn bezeichnen können, wenn sie auch nicht übermäßig dick ist. Wir haben keine innere Perlmutterschicht, und wir haben ein typisches Schloß von *Glycymeris* mit einem starken Zahn und entsprechender Grube auf jeder Klappe. Es ist ja auch a priori anzunehmen, daß die früheren großen Conchyliologen, welche sich mit dieser so bekannten Form beschäftigt haben, wie Bosquet, Hebert, Deshayes, Sandberger und viele andere mehr, so auffallende Unterschiede von den rezenten und neogenen Formen bemerkt haben würden und so wohlerhaltene und häufige Formen nicht in eine Familie gestellt hätten, in welche sie nicht hineingehörten. Nun kommt die Frage der Skulptur aus zarten, längsgestellten Körnerreihen, welche für Canestrelli eine so ausschlaggebende und für die Familienangehörigkeit bestimmende Bedeutung besitzt. Herr Canestrelli hat richtig beobachtet, die Körnchenreihen sind vorhanden und naturgemäß auf den besser erhaltenen nordischen Typen mit aller wünschenswerten Deutlichkeit zu erkennen. Aber diese Körnchenreihen finden sich selbst an *Glycymeris*-Formen, an deren generischer Zugehörigkeit nach den Verhältnissen von Schloß, Mantelbucht und Schalenstärke nicht einen Augenblick gezweifelt werden kann. Ich kann im Augenblick nicht feststellen, ob sie für *Glyc. Héberti* selbst von den älteren Autoren angegeben werden. Sicher ist aber, daß sie an der *Glyc. remiensis* Mellv. des Pariser Untereocäns mit aller Deutlichkeit zu erkennen sind, wie ich an einer Reihe von sehr wohlerhaltenen Schalen, welche ich in meiner Sammlung aus Chalons sur Vesle besitze, mit unbedingter Sicherheit feststellen kann. Überreste dieser Körnchenskulptur glaube ich übrigens sogar an einem Exemplar der *Glyc. Menardi* Desh. aus dem Pliocän von Castelarquato, (meine Sammlung) beobachten zu können. *Glyc. Héberti* Bosq. (weshalb Canestrelli Agassiz als Begründer der Art nennt, ist mir unklar) ist also keine *Pholadomya* und gehört nicht zu *Homomya* oder besser *Arcomya* Ag., sondern ist eine typische *Panopaea*.

Entalis apenninicus SACCO S. 63. — SACCO nennt[1]) die hier in Frage kommende Form des piemontesischen Oligocäns *Entalis* cf. *acuta?* var. *apenninica* SACCO. Man sieht, wieviel Unsicherheit und wieviel Fragezeichen. Da ist es denn auch kein Wunder, daß eine derartige Spezies bisher noch niemals aus dem Vicentino zitiert wurde. Ich besitze in meiner Sammlung zahlreiche Dentalien aus Gnata, Sangonini usw., habe aber bisher niemals gewagt, sie zu bestimmen. Wenn man hier nicht mit sehr wohl erhaltenen Materialien operiert, schweben die Resultate in der Luft.

Delphinula latesulcata DE GREG. S. 65. — Eine durchaus unsichere, auf einen dürftigen Steinkern begründete Spezies.

Trochus lucasianus BRONGT. S. 65. — CANESTRELLI gibt a. a. O. S. 66 diese Leitform des Gombertohorizontes wiederum aus den mitteleocänen Tuffen von San Giovanni Ilarione an. Er bezieht sich dabei auf DE GREGORIO. Dieser, eine an und für sich etwas trübe Quelle, schreibt in seinem Aufsatze über Bassano[2]), daß in S. Michele bei Bassano, übrigens einer Lokalität mit typischen Priabonaschichten, sich eine var. *oblique costulatum* DE GREG. fände, welche er auch in seinem Werke über San Giovanni Ilarione abgebildet habe. Er fährt aber fort: „cette espèce est typique de la faune de Castelgomberto.“ Augenscheinlich ist die Varietät, von der DE GREGORIO hier spricht, eine gänzlich verschiedene Art. Ich füge diesen kurzen Beweis hier nur hinzu, um wieder aufs neue hinzuweisen, auf wie oberflächliche Untersuchungen hier manche Autoren den Übergang von Arten auf mehrere Niveaus behaupten.

Turritella Archimedis BRONGT. S. 66. — Es ist auch nach den neueren Beobachtungen von ROVERETO[3]), auf welche sich CANESTRELLI a. a. O. S. 67 beruft, sehr fraglich, ob die Form ihren mit Recht beliebten Namen beibehalten darf. Ob die *T. Archimedis* DILLWYN mit der *T. terebra* LINNÉ identisch ist oder nicht, jedenfalls hat sie existiert. Ich muß es mir versagen, in der malakologischen Literatur nachzuforschen, ob die DILLWYNsche Art vor dem Jahre 1823 immer nur als *Turbo*, als welcher sie ursprünglich beschrieben war, oder

---

[1]) Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXII, S. 106.

[2]) Descripition des faunes tertiäres de la Vénétie. Fossiles des environs de Bassano etc. Annales de Géologie et de Paléontologie. 13 livr. Palermo 1894, S. 31.

[3]) Illustrazione dei molluschi fossili tongriani posseduti dal Museo geologico etc. Atti della R. Università di Genova XV, 1900. Vergl. S. 142, Anm. 1.

auch als *Turritella Archimedis* verzeichnet war. Im übrigen bin ich kein Freund einer allzu strengen Handhabung von Prinzipien in der Nomenklatur und würde daher aus praktischen Gründen gegen die weitere Anwendung der beliebten Bezeichnung keinen Widerspruch erheben.

Turritella asperulella (SACCO an CAN.?) S. 68 ff. — Der Verf. hat Differenzen zwischen seinem Stücke von Laverda und den Exemplaren, welche die Sammlung in Florenz von der *T. asperula* BRONGT. aus Roncà besitzen soll, beobachtet, und er glaubt sich daraufhin berechtigt, die Art des venetianischen Unteroligocäns als *T. asperulella* abzutrennen. Wenigstens so verstehe ich seine Zeilen, und ich glaube, daß die vermeintliche Differenz im Niveau ein Hauptgrund für seine Argumentationen gewesen ist; denn daß die in Frage kommende Type innerhalb gewisser Grenzen variiert, war schon SACCO und ROVERETO bekannt, ohne daß sie derartig weitgehende Folgerungen daraus gezogen hätten. Nun ist aber *T. asperula* BRONGT., wie schon FUCHS[1]) a. a. O. S. 61 angibt, und wie ich durchaus bestätigen kann, bisher niemals in Roncà gefunden worden, und die widersprechenden Angaben der Sammlung in Florenz basieren auf Irrtümern, welche bei älteren Materialien, wo durchweg fast eine Verwechselung der früher für altersgleich gehaltenen Tuffe von Roncá und Sangonini stattgefunden hat, fast eine Regel bilden. Ich glaube daher, daß diese neue Type unbedingt eingezogen werden muß, denn was bliebe für die BRONGNIARTsche Art übrig, wenn man alle diese Formen, welche den von FUCHS a. a. O. dargestellten Typus der *T. asperula* mitumfassen, aus ihr eliminiert. Selbst die *T. perfasciata*, welche ROVERETO a. a. O. S. 143, abtrennt, ist sicher nur als Varietät der *T. asperula* anzusehen; denn die Tendenz, 2 vordere Kiele schärfer herauszubilden, ist allen den Formen dieser Art gemeinsam. Es entstehen dadurch Gestalten, welche eine gewisse Ähnlichkeit mit der auch im venetianischen Unteroligocän[2]) auftretenden *T. strangulata* GRAT. von Gaas besitzen, welche sich aber durch die größere Flachheit der Windung leicht und sicher unterscheiden lassen.

Natica (*Ampullina*) *Vulcani* BRONGT. S. 74. — Es wäre sehr wichtig zu erfahren, von welchem Punkte und aus welcher Sammlung die hierhergezogenen Exemplare stammen. Die Form reicht nach meiner Kenntnis nicht über die Priabona-

---

[1]) Ein Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschr. Wiener Akad. XXX, 1870.

[2]) Vergl. meine Revision, S. 191.

schichten hinaus und wird im typischen Oligocän von der nahe verwandten *N. angustata* GRAT. abgelöst. Bis auf weiteres möchte ich vermuten, daß auch das Zitat bei CANESTRELLI auf diese letztere Type zurückzuführen ist.

Diastoma Oppenheimi CAN. S. 74. — Mir liegt das *Diastoma Grateloupi* D'ORB in zahlreichen Exemplaren aus Gaas vor. Ich kann keinerlei durchgreifende Unterschiede von der Type des venetianischen Oligocäns entdecken. Wenn man will, kann man die letztere mit FUCHS, wie ich auch in meiner Revision S. 297 betont habe, noch zu dem eocänen *D. costellatum* LK. ziehen. Die Unterschiede sind hier äußerst feine und schwer zu fassende. In jedem Falle haben wir hier mit 2 Arten bereits genug, zumal die Abgrenzung bei CANESTRELLI nach keiner Richtung hin eine klare und scharfe genannt werden kann. Bei aller Anerkennung der mir erwiesenen Artigkeit bin ich unbedingt für Streichung der neuen Art.

Potamides margaritaceus BROCC. und *Potamides calcaratus* GRAT. S. 79. — Die Abgrenzung dieser Formen aus der Gruppe des *Cerithium margaritaceum* ist eine höchst schwierige Sache. COSSMANN beschränkt in seiner Étude paléontologique et stratigraphique sur le terrain oligocène marin d'Étampes S. 146 den Namen *Cerith. margaritaceum* ausschließlich auf die miocäne Art des Bordelais, während er den Hauptteil der Formen aus den oligocänen Sanden von Étampes, Pierrefitte usw. auf das *Cerithium elegans* DESH. zurückführt. Letzteres wurde später von TOURNOUER *Cerithium Weinkauffi* aus Gründen der Synonymie benannt, und auch diese Benennung mußte noch später von mir aus denselben Momenten in *Cerithium vivarii* umgewandelt werden[1]). Wie weit COSSMANN mit seiner Abgrenzung dieser Form im Recht ist oder nicht, will ich hier in dieser kurzen kritischen Besprechung nicht weiter erörtern. Es würde dies mehr Aufgabe von CANESTRELLI gewesen und vielleicht auch von ihm ins Auge gefaßt worden sein, wenn er seiner Bearbeitung nicht zu ausschließlich die Arbeiten von SACCO und ROVERETO zugrunde gelegt hätte. Ich selbst kenne von hierhergehörigen Formen aus dem venetianischen Oligocän[2]) nur *Cerith. stroppus* BRONGT., außerdem gebe ich in meinen Priabonaschichten S. 12 aus den Konglomeraten von Laverda *Cerith. vivarii* = *Cerith. elegans* DESH. und *Cerith. diaboli* BRONGT. an. Ich vermute, daß die von CANESTRELLI angeführten beiden Cerithien auf diese beiden Formen zurückzuführen sein

---

[1]) Vergl. diese Zeitschr. **48**, 1896, S. 107, Taf. V, Fig. 3—5.
[2]) Vergl. meine Revision, S. 304.

werden und aus den Konglomeraten stammen. CANESTRELLI gibt auf S. 8 an, daß er diese Formen nicht selbst gesammelt habe, und daß sie zu der Koll. SECCO gehörten. Er vermutet infolge ihres Auftretens, daß in den mächtigen Laverdamergeln schwache Brackwasserschichten eingeschaltet seien. Diese Vermutung ist unnötig, da diese Formen wohl zweifellos den unteren Konglomeraten angehören dürften. Übrigens ist die eine von ihnen auf Taf. II, Fig. 1 links gewunden gezeichnet, was ich mir nicht erklären kann. Ein *Potamides calcaratus* GRAT., welchen auch ROVERETO[1]) anführt, hat zudem keinerlei Berechtigung, da wir seit 1823 das *Cerith. calcaratum* BRONGT. besitzen, und dieses zweifellos mit demselben Rechte zu *Potamides* gerechnet werden kann wie die GRATELOUPsche Type.

Chenopus Pescarbonis BRONGT. S. 80. — Die Type stammt sicher aus dem Unteroligocän und ist in Roncà nicht bekannt.

Cypraea (Zonaria) exsplendens SACCO S. 81. — Die richtige Bezeichnung für diese Art ist noch durchaus unsicher. Ich gebe zu, daß SACCO und jetzt CANESTRELLI recht haben, wenn sie die FUCHSsche Bezeichnung verwerfen; denn daß die Form von Gaas im k. k. Hofmuseum mit *C. splendens* GRAT. bezeichnet war, durfte für FUCHS eigentlich keine Veranlassung sein, sie auf eine in der Abbildung bei GRATELOUP so abweichende Art zu beziehen. Nun ist die Tatsache aber nicht aus der Welt zu schaffen, daß die Art der Sangoninischichten auch in Gaas auftritt. Ich selbst besitze aus eigenen Aufsammlungen eine ganze Anzahl von Stücken, welche teilweise noch die Farbe zeigen und von der Type von Sangonini sicher nicht zu trennen sind. Die Frage ist nur, auf welche der verschiedenen von GRATELOUP aus Gaas angegebenen Formen diese zu beziehen sind. Dies würde aber eine Untersuchung ad hoc und möglichst einen Vergleich mit den GRATELOUPschen Originalen erfordern, welche, da die Sammlung dieses verdienten Conchyliologen im vorigen Jahre zum Verkauf angeboten wurde, wie ich in Reims hörte, noch vorhanden sein dürften. Bis zur definitiven Erledigung einer derartigen Untersuchung könnte man, wie so häufig, die sehr wenig wohlklingende, von SACCO gewählte Bezeichnung als Verlegenheitsausweg in Anwendung behalten.

Eburna apenninica BELL. S. 86. — Es ist augenscheinlich und geht auch aus den klassischen Untersuchungen

---

[1]) a. a. O. S. 149.

I. O. SEMPERS[1]) über die venetianische Art hervor, daß BELLARDIS Type der echten *Eburna* bzw. *Latrunculus Caronis* BRONGT. entspricht. Diese ist stets genabelt und besitzt zur Seite der Perforation 3 starke Kämme. Was die Art nun anlangt, welche BELLARDI[2]) irrtümlich zu *E. Caronis* BRONGT. gezogen hat, so müßte sie, wenn man auf das Fehlen oder Vorhandensein des Nabels einen derartigen Wert legen will, und wenn die Unterschiede in den Basalkämmen wirklich so bedeutend sind, wie man dies nach den Figuren bei BELLARDI annehmen sollte, einen anderen Namen empfangen. Es ist möglich, daß auch sie im venetianischen Unteroligocän vorhanden ist, doch läßt sich dieses bei der Ähnlichkeit beider Formen nur nach Präparation einer großen Anzahl von Individuen feststellen. Die Exemplare meiner Sammlung, an denen ich die Mündung ganz frei legte, gehören sämtlich zu der genabelten, mit 3 Basalkämmen versehenen Form, dem Typus der BRONGNIARTschen Art, in deren Synonymie somit *E. apenninica* BELL. und *Latruncullus apenninicus* BELL. bei ROVERETO[3]) aufzunehmen sind. Im übrigen wolle man meine Anmerkung[4]) an anderer Stelle vergleichen.

Hemifusus Brongniartianus D'ORB. S. 86. — Über diesen Formenkreis, über den ich ebenfalls nicht ganz mit dem Autor übereinstimme, gedenke ich mich an anderer Stelle eingehend zu äußern.

Bathytoma cataphracta BROCC. S. 101. — Man hat bisher die Form von Sangonini zu der älteren *B. turbida* SOL. gezogen, mit der sie zweifellos innigere Beziehungen besitzt. Wie man sich indessen auch zu dieser Frage, wie zu der Vereinigung oder Trennung beider Formen stellen mag, kein Autor hat bisher die *B. cataphracta* BROCC. auch im Eocän gesucht, wie dies CANESTRELLI auf S. 8 tut. Diese Bemerkung steht übrigens im Widerspruch zu der auf S. 103, wo der Autor *B. turbida* SOL. für den „ozeanischen und eocänen Vertreter der mediterranen und pliocänen *B. cataphracta* BROCC." erklärt. Dies mag teilweise stimmen, doch ist es wohl wahrscheinlicher, daß *B. cataphracta* von *B. turbida* abzweigt, wie im übrigen die erstere doch zweifellos neben den pliocänen auch miocäne Formen enthält, was der Autor im folgenden Satze ja auch

---

[1]) Paläontologische Untersuchungen, Neubrandenburg 1861, S. 210: . . . . . Hierdurch entsteht der Nabel.

[2]) Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte III, S. 10, Taf. I, Fig. 9 a und b.

[3]) Moll. tongr., S. 168.

[4]) Diese Zeitschr. **48**, 1906, Monatsber., S. *83*.

zugibt. Die Unterschiede, welche ROVERETO[1]) zwischen beiden Formen erwähnt, sind nicht durchgreifend, wie denn auch als Typus der *B. turbida* nicht mit ROVERETO Formen des nordischen Oligocäns aufgefast werden dürfen, sondern die Art von BARTON selbst.

Conus ineditus MICHT. S. 103. — Die Form ist besser als *C. Grateloupi* D'ORB. 1847 bzw. 1852[2]) zu bezeichnen, da MICHELOTTIS Werk erst 1861 erschien. Daß beide Formen identisch sind, halte ich für sicher. Ich selbst habe in meiner Revision auf S. 324 a. a. O. die Type als *C. Grateloupi* D'ORB. bezeichnet, worauf CANESTRELLI aber nicht weiter zurückgekommen ist.

Ich bin am Schlusse meiner Darstellungen und möchte, indem ich von spezielleren wieder zu allgemeinen Gesichtspunkten übergehe, hierbei noch einmal betonen, daß Herr CANESTRELLI mich nicht von einem innigeren Zusammenhang der venetianischen mit den piemontesischen Oligocänbildungen zu überzeugen vermochte, als ich ihn bereits früher meinerseits betont hatte. Daß diese Schichtsysteme im großen und ganzen identisch sind und eine Reihe von Arten gemeinsam haben, das ist schon seit den Werken von MICHELOTTI, TOURNOUER, HÉBERT, MUNIER-CHALMAS und zahlreichen anderen bedeutenden Tertiärforschern bekannt und Gemeingut der Wissenschaft geworden, so daß die Aufführung von besonderen Namen auf S. 9 sich erübrigte. Nach wie vor möchte ich aber betonen, daß der faunistische Zusammenhang bei dieser Altersgleichheit und den innigen geographischen Beziehungen zwischen beiden Gebieten eigentlich ein bedeutenderer sein müßte. Ich selbst habe, als ich diese Folgerung zog, die Monographien von SACCO und ROVERETO ebenso vor Augen gehabt, wie CANESTRELLI dies jetzt von sich betont. Wenn er sie ausschließlicher und vorwiegender benutzt hat als die nichtitalienischen, so ist dies in meinen Augen sicherlich mehr ein Nachteil als ein Vorzug der Schrift und entspricht ganz einer in der neueren italienischen Literatur allzu mächtig gewordenen Richtung. Daß im übrigen über die Verhältnisse des faunistisch wie stratigraphisch in den letzten Jahrzehnten einigermaßen vernachlässigten piemontesischen Oligocäns nicht das letzte Wort gesprochen ist, und daß dort Detailuntersuchungen noch viel Neues zutage zu fördern geneigt sind, das hat ein so

[1]) a. a. O. S. 181.
[2]) Vergl. ALCIDE D'ORBIGNY: Prodrôme de Paléontologie III, Paris 1852, S. 11, Nr. 168.

ausgezeichneter italienischer Forscher, wie es Herr ROVERETO ist, erst letzthin[1]) betont, wie denn auch dieser Autor durch Darlegungen bestätigt, daß meine Behauptungen[2]) hinsichtlich des Auftretens der Lepidocyclinen im Piemont zusammen mit *Nummulites intermedius* und der charakteristischen Fauna dieses Horizontes, im Gegensatze zu den wohl etwas allzu eiligen Feststellungen von Herrn R. DOUVILLÉ und LEMOINE[3]) bei Gelegenheit der allgemeinen Versammlung in Turin, vollkommen zu Recht bestehen. Wir sind hinsichtlich der Stratigraphie und Fauna dieses piemontesischen Oligocäns, wenn man von den Untersuchungen ROVERETOs absieht, welche einen wichtigen Fortschritt dokumentieren, im wesentlichen noch nicht viel weiter als vor annähernd 50 Jahren, wo FUCHS, HOERNES u. a. gerade diesen Bildungen gegenüber sich in der größten Verlegenheit befanden, und ein Vergleich zwischen der Stratigraphie dieser Horizonte in Venetien und in Piemont bleibt im wesentlichen und im einzelnen noch zu ziehen übrig. Hoffen wir, daß die neuen Untersuchungen ROVERETOs, von welchen in der angezogenen Mitteilung vor der Soc. géolog. de France die erste Notiz dem wissenschaftlichen Publikum vorliegt, nach dieser Richtung hin sehr fühlbare Lücken auszufüllen vermögen.

Um nach dieser kleinen Abschweifung auf die uns hier beschäftigende Arbeit CANESTRELLIs noch einmal kurz zurückzukommen, so möchte ich bei dieser Gelegenheit, nicht als invividuellen Geschmack, sondern als leider sehr verbreitet, schließlich auf die Art der Illustrationen hinweisen. Ich selbst erkläre mich außerstande, mit derartig verwischten Phototypien nach dem Originale viel anzufangen. Sie sagen zu wenig, lassen in den wichtigsten Punkten im Stich, und ihre Genauigkeit zeigt sich mehr in der Wiedergabe der den Fossilien noch anhängenden Gesteinsstücke als in der getreuen Zeichnung ihrer Form und Skulptur. Das Mechanische in der Illustration hat seine Bedenken, da es gar zu leicht auf den Inhalt übergreift. Die Zeichnung setzt eine geistige Anspannung zur Auffassung des Typischen voraus, an welcher, selbst wenn der zeichnende Künstler eine Hauptarbeit dabei leistet, doch der Autor durch die Auswahl der typischen Objekte und die Durchsicht der Zeichnungen mitbeteiligt ist. Schließlich sind Art und Gattung in erster Linie Abstraktion des menschlichen Geistes, und ich halte es für

[1]) Compt. rend. des Séances de la Soc. géolog. de France 1908, S. 155 (Séance du 2 nov.)

[2]) Diese Zeitschr. **48**, 1906, S. 164 Anmerk.

[3]) Compt. rend. des Séances de la Soc. géolog. de France. 1905, S. 149.

keinen Zufall, daß M. HOERNES' grundlegendes Tertiärwerk mit seinen klaren und übersichtlichen Begriffen von den prächtigen, künstlerisch ausgestatteten Tafeln begleitet ist, während z. B. das Werk von SACCO, in welchem so häufig die Formen ineinander verlaufen, und der Verfasser selbst keinen klaren Standpunkt der Artenabtrennung gegenüber einnimmt, sich im wesentlichen auf Phototypien stützt, die immer dürftiger und unzulänglicher werden, je mehr das Werk sich dem Schlusse nähert. Und schließlich noch eins. Die Paläontologie soll nicht nur lehren, sie will auch erfreuen. Wir wollen keine Bilderbücher illustrieren, wie dies uns wohl gelegentlich zum Vorwurfe gemacht worden ist, aber das ästhetische Empfinden verlangt auch seine Befriedigung, und ich glaube, daß der Anteil, welchen dieses an unserer wohl gelegentlich trockenen und unerfreulichen Tätigkeit besitzt, ein größerer ist, als ihm wohl öffentlich zugegeben wird! —

Neueingänge der Bibliothek.

v. Arthaber, Gustav: Über die Entdeckung von Untertrias in Albanien. S.-A. aus: Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien 1908, I. Wien 1908.

Berg, G.: Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col. S.-A. aus: Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen XXVII, 4, 1908. Wien 1908.

Etzold, F.: 10. Bericht der Erdbebenstation Leipzig. Abdr. a. d. Ber. d. Mathem.-Phys. Klasse der Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig **60**. Leipzig 1908.

Exkursionspläne f. d. 53. allgem. Versammlung der Deutschen geol. Gesellschaft in Dresden, mitgeteilt von den Führenden: R. Beck, H. Credner, C. Gräbert, J. E. Hibsch, E. Kalkowsky.

Glaugeaud, Ph.: Geographie Physique et Géologie du departement du Puy-de-Dome. (Extrait de l'ouvrage: Clermont et le departement du Puy-de-Dome.) Clermont-Ferrand 1908.

Grupe, O.: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.

Jahn, J. Jaroslav: Über den Ursprung der Basaltkugeln am Jaklovec bei Mährisch-Ostrau. V. Brně 1908.

— Über die Brünner Wasserfrage. V. Brně 1908.

Krause, P. G.: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, H. 2. Berlin 1908.

Kretschmer, Franz: Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908, **58**, H. 3. Wien 1908.

Mordziol, Karl: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 2. Berlin 1908.

Počta, Phil.: Über Büge in den Schichten des Barrandeschen Felsens. S.-A. aus: Sitzungsber. der Kgl. böhm. Gesellsch. der Wissenschaften in Prag 1908. Prag 1908.

Rauff, Herm.: Alterer Löß am Niederrhein. S.-A. aus: Verh. d. Naturhist. Vereins der preuß. Rheinl. u. Westf. **65**, Jahrg. 1908.

v. Rehbinder, L.: Roches biganées aux environs de Wielun. S.-A. aus: Bulletins du Comité Géologique 1907, XXVI. Petersburg 1907.

Schottler, Wilhelm: Die Basalte der Umgegend von Gießen. Abh. d. Großh.-Hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt f. 1908, IV, H. 3. Darmstadt 1908.

Spethmann, Hans: Grundzüge der Oberflächengestaltung Cornwalls. S.-A. aus: Globus **44**, Nr 21 u. 22. 1908. Braunschweig 1908.

Stille, Hans: Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 1. Berlin 1908.

Taeger, Heinrich: Die geologischen Verhältnisse des Vertesgebirges. S.-A. aus: Mitt. aus dem Jahrbuch d. Kgl. Ungar. geol. Anstalt f. 1908, XVII, H. 1. Budapest 1908.

Wedekind, Rudolf: Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1908. Beilage-Bd XXVI. Stuttgart 1908.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 2. **1909.**

Protokoll der Sitzung vom 3. Februar 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr FR. THENN, Rentier, München, Rumfordstraße 19 I, vorgeschlagen von den Herren BROILI, ROTHPLETZ und VON STROMER.

Herr cand. geol. FRANZ LIEBRECHT, Marburg i. H., Deutschhausstraße 36, vorgeschlagen von den Herren KAYSER, DIENST und HERRMANN.

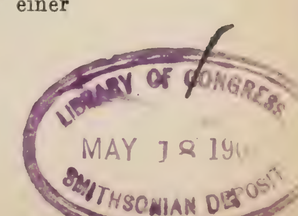
Herr Dr. V. SELLE, Bergassessor, Halle a. S., Krausenstraße 19, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und ZIMMERMANN.

Herr cand. geol. ALFRED KRAISZ, Koburg, z. Z. Berlin N 4, Geolog. Institut der Universität, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RAUFF und HESS VON WICHDORFF.

Herr MICHEL LUCIUS, Lehrer, Luxemburg-Gare, vorgeschlagen von den Herren R. WAGNER, KOLESCH und HENKEL.

Herr **F. SOENDEROP** und Herr **H. MENZEL** sprachen über **interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phöben bei Werder (Mark).**

Herr F. SOENDEROP legte Schädel mit Geweih eines Riesenhirsches vor, der bei den Abräumungsarbeiten einer



durch Herrn Ziegeleibesitzer Dietrich, Ketzin, angelegten Tongrube aufgefunden wurde. Diese Tongrube liegt im Havelalluvium, in den Kietzwiesen nordwestlich Phöben und ist zurzeit auf etwa 9 m abgeteuft.

Man beobachtet dort unter einer etwa 0,5 m mächtigen humosen Sanddecke meist 1 m mächtige, eisenschüssige, kalkarme Sande. Diese sind durch die geologische Spezialaufnahme dem Alluvium zugewiesen. Darunter folgen stellenweis bis zu 3 m mächtige, diskordant geschichtete, kiesige Sande, in denen häufig große bis zu 1 cbm haltende Blöcke und Lagen von größeren Geschieben auftreten. Diese Geschiebesande gehen am Nordstoß der Grube in gut ausgebildeten, 1 m und darüber mächtigen Geschiebemergel über. Sowohl der Geschiebemergel wie auch der Geschiebesand sind stellenweis reich an Conchylien (Valvaten, Bithynien und Unionen). An der Basis der Geschiebesande treten mehrfach Lagen von Braunkohlengeröllen mit Bernsteinstücken auf.

Unter den Geschiebesanden und dem Geschiebemergel, die als äquivalente Bildungen anzusehen sind, folgt eine Schichtengruppe, die zwischeneiszeitlichen Charakter trägt.

An der Südwand der Grube liegen unter dem Geschiebesand 4 m mächtige grobe Sande, die reichlich Faulschlamm und Vivianit führen und von festen Conchylienbänken (hauptsächlich Unionen und Paludinen) durchsetzt sind. In dieser Schicht wurden der vorgelegte Schädel des *Cervus euryceros* sowie 2 fast vollständige Skelette wahrscheinlich derselben Art in situ gefunden. Außerdem hatte der Vortragende noch einzelne Knochen von *Rhinoceros*, *Equus*, *Elephas* und Hecht dieser Schicht entnehmen können, in der sich auch Pflanzenreste, insbesondere *Potamogeton* und *Chara*-Früchte nachweisen ließen. Die Bestimmung der Wirbeltiere ist durch Herrn Landesgeologen Prof. Dr. SCHROEDER erfolgt.

An der Nordwand der Grube liegen unter den Geschiebesanden, die hier in Geschiebemergel übergehen, 1,4 m mächtige, gelbe, kalkige, feinkörnige Sande, die wellig und uneben geschichtet sind und in den Schichtenfugen Einlagerungen dunkler Pflanzenreste sowie nicht selten Conchylienreste führen. Darunter folgen ebengeschichtete graue, anscheinend conchylienfreie, aber Pflanzenreste führende feine Sande von 3,5 m Mächtigkeit bis zur Grubensohle. Auf diesen grauen Sanden liegen, muldenförmig in die gelben eingesenkt, tiefschwarze, humose Sande mit Pflanzenresten und mit einer conchylienreichen Lage von 10 cm an der Basis.

Die grauen, feinen Sande bilden am Nord- wie am Südstoß der Grube das Liegende der fossilienführenden Schichten. Sie stellen die Sohle der heutigen Grube dar und werden unterlagert von grauen, kalkigen, feinsandigen Tonen, die 8—14 m Mächtigkeit aufweisen. Unter diesen folgt Geschiebemergel.

Eine sichere Zuweisung der Interglazialschichten in die Oberen oder Unteren läßt sich erst ermöglichen, wenn die Aufschlüsse bei Glindow, Werder und Phöben im Zusammenhange verglichen worden sind; außerdem dürfte eine Tiefbohrung erforderlich sein, die über die den Unteren Geschiebemergel unterlagernden Schichten Aufschluß gibt.

Jedenfalls läßt sich dieser neue Paludinenhorizont von Phöben mit den Resten der großen Säugetiere nur schwer mit der bekannten Paludinenbank der Berliner Umgegend vereinigen, die bei etwa —10 m unter NN im Durchschnitt erbohrt ist, während der neue Fund bei etwa + 25 m über NN liegt. Es sprechen eine ganze Reihe von Umständen dafür, daß der Phöbener Horizont den Ablagerungen von Motzen[1]), also dem Oberen Interglazial entspricht.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung werden im Jahrbuch der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt veröffentlicht werden.

Herr MENZEL sprach im Anschluß daran über die Conchylienfauna der Phöbener Ablagerung.

Außer durch die Klarheit der aufgeschlossenen Schichtenfolge und durch das Vorkommen des außerordentlich starken Riesenhirsch-Schädels zeichnet sich der neue interglaziale Fundpunkt bei Phöben noch durch den Reichtum an Conchylien aus. Und zwar gilt das sowohl für den Reichtum an Individuen wie an Arten. Während die Zahl der sonst an einem interglazialen Fundpunkt der näheren Umgebung von Berlin vorkommenden Arten selten ein Dutzend erreicht, meist aber darunter bleibt, haben sich beim ersten flüchtigen Durchbestimmen der Fauna von Phöben schon über zwei Dutzend Arten von Conchylien feststellen lassen. Ihre Zahl wird sich voraussichtlich bei weiterem Nachsuchen noch wesentlich erhöhen.

Nach den Ausführungen des Herrn SOENDEROP haben

---

[1]) TH. SCHMIERER und F. SOENDEROP: Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1902, Bd XXII, S. 544 ff.

sich an zwei Stellen besonders reichlich Conchylien gefunden. Einmal an der Nordwand, in den dunklen, in die gelben Mergelsande eingesenkten faulschlammhaltigen Sanden. Hier fanden sich einige Landschnecken wie Hyalinen und Succineen und ferner eine ganze Anzahl Arten von kleineren Süßwasserschnecken sowie Pisidien und selten *Unio*-Schalen. Nach der Zusammensetzung der Fauna und der petrographischen Beschaffenheit stammt diese Ablagerung aus einem flachen, ufernahen, langsam fließenden Gewässer. Ganz anders war die Zusammensetzung der Conchylienfauna an der zweiten Fundstelle, der Südwand der Grube, wo sich die Knochen und Geweihstücke von *Cervus euryceros* gefunden haben. Hier sah man wahre Muschelbänke, vornehmlich zusammengesetzt aus *Unio*-Schalen, denen in Menge Gehäuse einer großen *Paludina* (*Vivipara*) beigemengt sind. Daneben kommen noch Valvaten, Bithynien, Pisidien u. a. vor. Doch fehlen hier die Landschnecken. Die ganze Ablagerung, die in der Hauptsache aus organischen Resten mit wenig Sand und viel Faulschlamm und Blaueisenerde besteht, erweckt den Eindruck, als sei sie in einer ruhigen stillen Bucht eines größeren Sees entstanden, in der viel Pflanzenwuchs vorhanden war, und das Wasser nur durch den Wind bewegt wurde. Die *Unio*-Schalen und die anderen großen Gehäuse liegen noch heute so, wie sie gelebt haben und abgestorben sind, meist zweiklappig und noch mit Epidermis versehen, in den lockeren Sand eingebettet. In den tiefsten Lagen dieser Muschelbänke fand sich der Schädel des Riesenhirsches mit den Geweihresten. Beim Reinigen des Schädels entfielen ihm in großer Zahl wohlerhaltene Gehäuse von Paludinen.

Die Paludinen der Phöbener Ablagerung bieten nun ein weiteres Interesse. Sie lassen sich mit keiner der bisher bekannten Formen der Paludinen der hiesigen Gegend vergleichen. Die *Paludina vivipara* (*Vivipara vera* v. FRAUENF.) unserer Seen hat bedeutend rundere Windungen und tiefere Nähte. Die *Paludina fasciata* MÜLL. ist schlanker. *Paludina diluviana* KUNTH, die sich mit ihrer breiten Form var. *crassa* NEUM. an ausnehmend schlanke Exemplare der *P. fasciata* anschließt, aber doch noch flachere Nähte behält, kommt zum Vergleich gar nicht in Betracht. Die Phöbener Form ist vielmehr ein durchaus selbständiges Zwischenglied zwischen der *Pal. vivipara* (*Vivipara vera* v. FRAUENF.) und der *Vivipara fasciata* MÜLL.

Über das Alter der fossilführenden Diluvialablagerung von Phöben und ihr Verhältnis zu dem altbekannten Berliner

Paludinenhorizont mit *Paludina diluviana* KUNTH läßt sich auf Grund der Fauna etwa folgendes aussagen. Wenn Herr SOENDEROP aus dem großen Höhenunterschied, in dem beide Ablagerungen auftreten, ein verschiedenes Alter derselben wahrscheinlich gemacht hat, so wird diese Annahme außer durch manches andere auch durch die Fauna bis zu einem gewissen Grade gestützt. Denn außer einigen gleichgültigen Formen haben beide Faunen nichts gemeinsam; sie weichen in den Charakterformen sogar wesentlich voneinander ab. Die beiden *Paludina*-Arten stimmen in erster Linie nicht miteinander überein. Die Begleiter der *Pal. diluviana, Neritina fluviatilis* und *Lithoglyphus naticoides* fehlen der Phöbener Ablagerung ganz. Letzterer fehlt auch dem älteren Alluvium unserer Gegend und ist erst in historischer Zeit aus seiner südöstlichen Heimat, den Donauländern und Rußland, wieder bei uns eingewandert. Dafür findet sich bei Phöben *Succinea Schumacheri*, die charakteristische Form für glaziale Ablagerungen südlicherer Gegenden. Da außerdem Riesenhirsch, Rhinozeros und Mammut auftreten, so läßt sich also sagen, daß die Fauna des Phöbener Interglazials deutlich eine Beimengung von mehr nördlichen Formen aufweist, während die bekannten Berliner Paludinenbänke bisher das Gegenteil gezeigt haben.

Nach alledem ist es wahrscheinlich, daß die Ablagerung von Phöben in einen anderen, höheren Horizont gehört als die bisher bekannten Berliner Paludinenbänke.

Wir hätten demnach in der Berliner Gegend zwei *Paludina*-führende interglaziale Horizonte. Um diese für die Gliederung des Diluviums außerordentlich wichtige Frage endgültig zu lösen, wird eine genauere Durcharbeitung aller benachbarten fossilführenden Diluvialaufschlüsse sowie eine Bohrung nötig sein, die, in der Nähe der Phöbener Ablagerung angesetzt, die tiefere Paludinenbank nachweisen soll.

Hierauf hält Herr KRUSCH[1]) seinen Vortrag: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Münster (Gegend von Deuten und Rhade).

An der Diskussion beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, RAUFF, BÄRTLING, HAARMANN, WUNSTORF, MESTWERDT und der Vortragende.

---

[1]) Der Vortrag erscheint als Aufsatz in einem der nächsten Hefte. Einige der Diskussionsbemerkungen werden als briefliche Mitteilungen gedruckt.

Herr **MESTWERDT** berichtet im Anschluß an die auffälligen Mächtigkeitsschwankungen einzelner Horizonte der Oberen Kreide (Sande von Recklinghausen und Haltern und Emscher), die Herr KRUSCH in den Bohrungen bei Münster festgestellt hat, und wie sie für das Cenoman und Turon Herr BÄRTLING nach seiner freundlichen Angabe in einer im Druck befindlichen Arbeit erwähnt, daß ähnliche Schwankungen auch längs des Teutoburger Waldes bei gewissen Stufen der Oberen Kreide zu beobachten sind. So gibt STILLE[1]) für das Cenoman am Eggegebirge (südlicher Teutoburger Wald, Gegend von Altenbeken) eine Gesamtmächtigkeit von etwa 100 m an, und fast dieselbe Mächtigkeit (85 m) habe ich ca. 60—70 km von Altenbeken entfernt am Osning (nordwestlicher Teutoburger Wald) auf Blatt Borgholzhausen[2]) feststellen können. Während also die Schichtenmächtigkeit auf die genannte Entfernung annähernd dieselbe bleibt, fand ANDRÉE[3]) auf dem westlich an Blatt Borgholzhausen unmittelbar angrenzenden Blatte Iburg allein für den Cenomanpläner (= *Varians-* + *Rhotomagensis*-Schichten) eine Mächtigkeit von etwa 100 m, und auf dem wiederum westlich hieran anschließenden Blatte Lengerich bestimmten WINDMÖLLER[4]) und nach ihm neuerdings HASEBRINK[5]) für das Cenoman eine Gesamtmächtigkeit von rund 400 m. Falls hier bei Lengerich nicht Faltungen, Stauchungen und ähnliche Gebirgsstörungen, die sich an dem petrographisch wenig abwechselungsreichen Gestein nur schwer zu erkennen geben, zu irrigen Schlüssen über die Mächtigkeit der Schichtenglieder verleitet haben, so haben wir von der Gegend von Borgholzhausen bis in die Gegend von Lengerich, also auf eine Erstreckung von rund 25 km, in ostwestlicher Richtung die außerordentliche Zunahme der Mächtigkeit des Cenomans von annähernd 100 m auf etwa 400 m, also um das 4 fache.

Im Turon finden wir gleichfalls eine Zunahme der Mächtigkeit einzelner Schichtenglieder, wenn wir vom süd-

---

[1]) Erl. zur geol. Spezialkarte v. Preußen usw., Lief. 70, Bl. Altenbeken, S. 26 ff.

[2]) MESTWERDT: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter, Inaug. Diss., Göttingen 1904, S. 34 ff.

[3]) ANDRÉE: Der Teutoburger Wald bei Iburg, Inaug. Diss., Göttingen 1904, S. 40.

[4]) WINDMÖLLER: Die Entwickelung des Pläners im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 3*—54*.

[5]) HASEBRINK: Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf. f. 1907, S. 254 ff.

	Süden: Eggegebirge	Nordwesten: Osning			
	Blatt Altenbeken nach Stille	Blatt Borgholzhausen nach Mestwerdt	Blatt Iburg nach Andrée	Blatt Lengerich nach Windmöller	Blatt Lengerich nach Hasebrink
a) Turon:					
Scaphiten-Schichten . . .	15—20 m	—	—	63 m	—
Brongniarti-Schichten . .	80—90 m	—	150 m	174 m	—
Mytiloides-Schichten inkl. Rotpläner	23—30 m	25 m	—	32 m	ca. 80 m
b) Cenoman:					
Cenomankalke	20 m	35 m	100 m	42 m	50—65 m
Cenomanpläner	30 m	20 m		114 m	90 m
Cenomanmergel	50 m	30 m	—	265 m	240 m
Mächtigkeit des Cenomans	100 m	85 m	—	421 m	ca. 390 m

lichen Teutoburger Walde uns seinem nordwestlichen Ende nähern; doch sind wir bisher nicht in der Lage zu beurteilen, ob in diesen Fällen die Zunahme sich auf die ganze Erstreckung des Gebirges verteilt oder wie beim Cenoman erst am nordwestlichen Osning auf verhältnismäßig kurzer Strecke erfolgt. Der Brongniarti-Pläner ist nach STILLE[1]) in der Gegend von Altenbeken 80—90 m mächtig, bei Iburg dagegen nach ANDRÉE[2]) über 150 m und bei Lengerich endlich nach WINDMÖLLER 174 m. Der Scaphiten-Pläner schwillt auf derselben Erstreckung auf das 3—4 fache an, indem er bei Altenbeken 15—20 m und bei Lengerich 63 m mächtig ist. Grünsandlagen, deren Ablagerung man in Strandnähe zu verlegen pflegt, kennen wir im Pläner des Teutoburger Waldes selbst bisher nur aus den Scaphiten-Schichten der Gegend von Hilter; sie fehlen nach den seitherigen Beobachtungen nicht nur dem unteren Cenoman gänzlich, sondern auch den weißen Cenomankalken, während diese nach den von Herrn KRUSCH vorgelegten Kernen der Münsterländischen Bohrungen noch bis 1 cm dicke Gründsandlagen enthalten.

Die vorstehende Tabelle möge die Übersicht über die Mächtigkeitsschwankungen einzelner Glieder des Cenomans und Turons von Altenbeken bis Lengerich erleichtern. Die *Cuvieri*-Schichten sind dabei fortgelassen, da diese auf der Westseite des Teutoburger Waldes gelegenen höchsten Schichten des Turons meist ganz oder doch in ihren hangenden Partien vom Diluvium überdeckt sind und bis jetzt wohl noch nirgends über Tage ein vollständiges Profil haben erkennen lassen.

Zu berücksichtigen ist die Möglichkeit solcher Mächtigkeitsschwankungen zumal bei technischen Fragen, z. B. der Wasserversorgung, besonders in den Gegenden, aus denen Angaben über Schichtenmächtigkeit noch nicht vorliegen.

Herr **GAGEL** legte **einige Facettengeschiebe aus der oberen Grundmoräne im Herzogtum Lauenburg** vor. (Mit einer Textfigur.)

Ich habe in den letzten Jahren etwas mehr auf das Vorkommen von Facettengeschieben geachtet und sie jetzt gar nicht so selten gefunden. In der oberen Grundmoräne des südlichen Holsteins (Lauenburg) kommen sie verhältnismäßig häufig vor; 4 besonders schöne sind im letzten und vorletzten Jahre

[1]) a. a. O. S. 31.
[2]) a. a. O. S. 42.

gefunden; ein granitisches in meiner Gegenwart von Herrn Prof. Dr. LEHMANN in der Ziegeleigrube von Schwarzenbek (liegt jetzt im Museum in Altona), ein dioritisches bei Hamwarde mit 5 schönen in verschiedenen Richtungen geschliffenen Facetten, die sich annähernd nach der Längsachse des Geschiebes ordnen, und eins — das schönste, das ich bis jetzt gesehen habe — in der Ziegeleigrube von Gr.-Weeden. Dieses



Facettengeschiebe aus Oberem Geschiebemergel
von Gr.-Weeden bei Ratzeburg (Kreis Herzogtum Lauenburg).
$^2/_3$ nat. Größe.

nebenstehend abgebildete ist ein schwarzer obercambrischer Kalk, ganz erfüllt mit Kopfschildern von *Peltura* sp. (cf. *scarabaeoides*), es zeigt außer anderen undeutlichen Schliffflächen drei in einer Zone liegende mit scharfen Kanten zusammenstoßende Flächen, die annähernd quer zu ihrer Längserstreckung prachtvoll geschliffen sind.

Leider bemerkte ich die Natur dieses Geschiebes als Facettengeschiebe erst, nachdem ich es aufgeschlagen und gewaschen hatte, doch ließen sich die Bruchstücke noch gut

zusammenkitten; der Hauptbruch verläuft annähernd längs der einen Facettenkante, zu der die Schliffstreifen annähernd senkrecht stehen; mit der nächsten Facettenkante bilden die Schliffstreifen einen stumpfen Winkel; beide Kanten sind sehr scharf und deutlich ausgebildet — in natura noch deutlicher wie auf der Abbildung, da bei dem schwarzen, matten Gestein und den stumpfen Winkeln der Facetten die Schattenwirkung nur gering ist. Eine vierte Schliffläche — auf der Abbildung rechts unten — ist weniger eben und nicht so scharfkantig begrenzt, die anderen Flächen zeigen verhältnismäßig wenig glaziale Abschleifung und beweisen, daß das Geschiebe vor der Facettierung ein im Wasser bewegtes und abgenutztes Gerölle gewesen ist.

Das Geschiebe ist in einer sehr mächtigen und stark tonigen Grundmoräne gefunden, wie ja überhaupt in der mehr tonigen Grundmoräne die Geschiebe meistens auffällig schön poliert zu sein pflegen[1]). Ein viertes annähernd ebenso schönes Facettengeschiebe aus schwarzem cambrischen Kalk ist neuerdings in der Ziegeleigrube Trittau im oberen Geschiebemergel, der z. T. aus aufgearbeitetem Eocän besteht und die großen Schollen von Eocänton enthält, aufgefunden worden; es befindet sich im Besitz von Herrn Ortsvorsteher BENN in Trittau.

Herr **DAMMER** legte **Platten mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg** vor[2]). (Mit einer Textfigur.)

Bei Cosma ist in einer Reihe von jetzt nicht mehr betriebenen Steinbrüchen der Plattendolomit freigelegt, der dort von den Oberen bunten Letten des Oberen Zechsteins überlagert wird, auf denen der Untere Buntsandstein aufliegt. Die Oberen bunten Letten sowohl wie der Untere Buntsandstein sind in normaler Weise als meist rot und gelblich gefärbte Schieferletten ausgebildet, denen dünne, nach oben hin mächtiger und häufiger werdende Sandsteinbänkchen zwischengeschaltet sind. Eine scharfe Abgrenzung des Zechsteins gegen den Buntsand-

[1]) Meine früher ausgesprochene Vermutung, daß Facettengeschiebe auf Fehmarn besonders häufig und schön vorkommen müssen und dem Geschiebepflaster des Ostkliffs entstammen werden, hat sich bei einem neuerlichen Besuch Fehmarns bestätigt.

[2]) Die Platten sind von Herrn Seminaroberlehrer E. AMENDE in Altenburg gefunden und der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin als Geschenk überwiesen worden.



Zwei sich kreuzende Systeme von Wellenfurchen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg.

stein ist auch hier wie überall im östlichen Thüringen unmöglich, da beide Bildungen ineinander übergehen, und es ist deshalb auch in der Umgegend von Altenburg zu dem Ausweg gegriffen worden, die Formationsgrenze dorthin zu legen, wo die für den Zechstein charakteristischen Dolomitknollen aufhören und die Sandsteinbänke gegenüber den Letten stärker hervortreten[1]). Die beiden vorgelegten Platten entstammen nun den obersten Schichten in dem angegebenen Profil und sind somit sicher als Buntsandstein anzusehen, und zwar dürfte dies derselbe Horizont sein, in dem bei dem ca. 13 km südlich gelegenen Dorf Crotenleite bei Meerane die von H. B. GEINITZ[2]) beschriebenen *Chirotherium*fährten gefunden worden sind.

Die Sandsteine dieses Horizontes sind meist sehr feinkörnig und besitzen einen beträchtlichen Tongehalt, und dieser feinsandig-tonigen Beschaffenheit verdanken wir denn auch den guten Erhaltungszustand der Wellenfurchen auf den vorgelegten Platten, da diese, sowie sie einmal herausmodelliert waren, unter Wasserbedeckung sich so weit verfestigten, daß sie von später einsetzenden Bewegungen des Wassers nicht wieder zerstört werden konnten.

Auf den beiden Platten treten deutlich zwei verschieden gerichtete Systeme von Wellenfurchen hervor (vgl. Textfigur auf S. 67), von denen das eine aus langgestreckten, parallelen Wellen von geringer Höhe mit ungefähr 70 mm Scheitelabstand besteht, während das andere annähernd senkrecht dazu verläuft und von kurzen, ebenfalls sehr flachen Wellen mit nur ca. 10 mm Scheitelabstand gebildet wird, die immer nur auf einer, und zwar stets derselben Seite der großen Wellen liegen. Diese Einseitigkeit in dem Auftreten der kleinen Wellen ist aber nicht mehr auffällig, wenn man bei genauerer Beobachtung bemerkt, daß sie nicht vollkommen senkrecht zu den großen Wellen stehen, sondern unter einem etwas spitzen Winkel mit ihnen zusammentreffen. Und dadurch wird auch gleichzeitig die Entstehung dieser Erscheinung erklärt.

Wir haben es hier offenbar mit zwei Wellensystemen zu tun, deren Herausbildung zeitlich auseinanderliegt, und zwar sind die breiten, langen Wellen als die älteren und die schmalen, kurzen als die jüngeren aufzufassen. Der Bildungsvorgang hat sich nach meiner Ansicht so vollzogen, daß das

[1]) Erläuterungen zu Blatt Altenburg der Geolog. Spezialkarte von Preußen usw. 1:25000. Liefrg. 131.
[2]) Nachträge zur Dyas I. Mitt. a. d. Kgl. Min.-geolog. Museum in Dresden 1880.

Wasser in einer kleinen Bucht gleichmäßig auf den Strand zuflutete und so zunächst die großen Wellen herausmodellierte, die dann wegen der bereits erwähnten sandig-tonigen Beschaffenheit des Materials unter dem inzwischen ruhig gewordenen Wasser ziemlich fest wurden. Danach setzte dann eine zweite, fast rechtwinklig zu der ersten gerichtete, kurzwellige Bewegung des Wassers ein, durch die die kleinen Wellen aufgeschüttet wurden, und zwar liegt es nahe, bei dieser zweiten Bewegung an eine derartige zu denken, wie sie beim Aufprallen von kurzen, heftigen Windstößen auf eine Wasserfläche hervorgerufen wird, denn auch die geringe Höhe der Wellenberge, die sich durch ein Ablösen in dünnen Blättchen dokumentiert, zeigt, daß der Bildungsvorgang nur ein ganz kurz anhaltender gewesen sein muß. Und durch das schiefwinklige Auftreffen der zweiten Wasserbewegung auf die Richtung der ersten wird dann auch das einseitige Auftreten der kleinen Wellen erklärt, die natürlich immer nur auf der der zweiten Bewegungsrichtung zugekehrten Seite der großen Wellen liegen können.

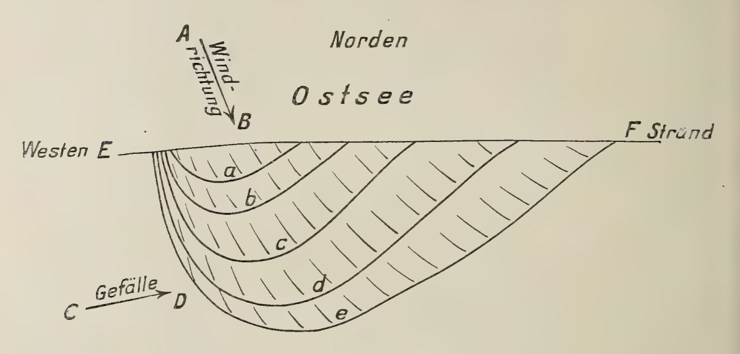
Eine ganz analoge Erscheinung wie die hier im festen Material verkörperte, kann man häufig auf größeren Wasserflächen bei schwacher Wellenbewegung des Wassers beobachten, wenn derartige kurze und heftige Windstöße unter irgend einem Winkel zu der Längsrichtung der Wellen auf die Wasserfläche auftreffen. Auch da sieht man dann, wie über die großen, langsam dahinflutenden Wellen unzählige kleine Wellen rasch hinüberlaufen.

An der Diskussion über die Deutung der Wellenfurchen beteiligen sich die Herren MENZEL, RAUFF, BIEREYE und KRAUSE.

Herr **MENZEL** führte in der Diskussion aus, daß er im Sommer 1908 am Strande des Ostseebades Gr.-Mölln die Entstehung eines doppelten Wellenfurchensystems durch eine und dieselbe Welle beobachtet habe.

Die von Nordwesten her durch den Wind an den nach Süden zu ansteigenden Strand hinaufgetriebenen Wellen riefen jedesmal eine Reihe von breiten Wellenfurchen hervor, deren Kämme in der beifolgenden Skizze mit a, b, c, d, e bezeichnet sind. Wenn die Welle ihren Höhepunkt erreicht und der Windstoß, der sie gebracht, nachgelassen hatte, dann floß das Wasser, dem Gefälle folgend, nach NO oder ONO wieder ab. Dabei hinterließ es eine große Zahl engere und weniger tiefe

Furchen, die senkrecht bis spitzwinklig zu den breiten Wellenfurchen verliefen. Dieses doppelte System von Wellenfurchen, dessen Entstehung nicht vereinzelt, sondern häufig und in



Skizze zur Entstehung des doppelten Wellenfurchensystems am Strande von Gr.-Mölln.

steter Wiederkehr beobachtet werden konnte, rief in dem Sand des Gr.-Möllner Strandes genau das Bild hervor, das Herr DAMMER uns fossil auf den Buntsandsteinblöcken vorgezeigt hat.

v. w. o.

RAUFF. BELOWSKY. BLANCKENHORN.

Briefliche Mitteilungen.

Erklärung des Vorstandes zu den nachfolgenden „Berichtigungen" des Herrn ANDRÉE über „Oolithe und Riffkalke".

In Nr. 6 der Monatsberichte unsrer Zeitschrift von 1908 (S. *162*) hat Herr ANDRÉE Ausführungen des Herrn PHILIPPI über Oolithbildung kritisiert. Dagegen hat sich Herr PHILIPPI S. *292* derselben Berichte (Nr. 11 von 1908) verteidigt. Herr ANDRÉE sandte auf diese Verteidigung eine Erwiderung ein, deren Veröffentlichung die Redaktion unsrer Zeitschrift auf Grund eines einstimmig gefaßten Vorstandsbeschlusses ablehnte (Geschäftsordnung A, § 5c). Daraufhin hat Herr ANDRÉE an Stelle seines ersten Manuskriptes die nachstehende „Berichtigung" eingereicht und den Redakteur **„unter Hinweis auf § 11 des Preßgesetzes"** ersucht, sie „baldigst abdrucken zu lassen".

Der Vorstand der Deutschen geologischen Gesellschaft
i. A.:
RAUFF.

5. Über Oolithe und Riffkalke.

(Berichtigungen zu der gleichnamigen Mitteilung des Herrn E. PHILIPPI.)

Von Herrn K. ANDRÉE.

Karlsruhe, den 18. Januar 1909.

In seiner gleichlautend überschriebenen Mitteilung (diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber. S. *292*, *293*) hat Herr E. PHILIPPI mir eine mißverständliche Auffassung seiner Ansicht über die Bildung der Oolithe vorgeworfen und mir zugleich Anschauungen zugeschrieben, zu denen ich mich nicht bekenne, beides Dinge, die ich nicht unerwidert lassen kann.

Ich bemerke zu Absatz 1 und 2 bei Herrn PHILIPPI: Ich hatte in der von Herrn PHILIPPI erwähnten Mitteilung einige Worte desselben („in festen Bänken“ — Herr PHILIPPI schrieb: „als feste Bänke“) zitiert, nicht weil ich dessen Ansicht mißverstanden hätte, sondern um Vorgänge als Erklärung für die Entstehung der Oolithkörner in den Oolithen auszuschließen, die man gewohnt ist als Konkretionsbildung in einem bereits sedimentierten, aber noch nicht verfestigten Gesteine zu bezeichnen, Vorgänge, wie sie tatsächlich, so von LORETZ und ROSSBACH, zur Erklärung mancher oolithischen Strukturen herangezogen worden sind.

ad Absatz 3: Herr PHILIPPI glaubt des weiteren mir gegenüber auf die strukturelle Ähnlichkeit zwischen Oolithen und detritogenen Riffbildungen hinweisen zu müssen. Das berührt aber in keiner Weise die von demselben hierbei erwähnte Stelle meines Aufsatzes; denn, wenn ich dort von „als feste Masse sich bildendem Gestein, wie Riffbildungen“ sprach, so glaubte ich deutlich genug ausgedrückt zu haben, daß ich von der großen Masse der „Riffkalke“ in diesem Falle nur das gewachsene Riffgestein, nicht aber die dasselbe umsäumenden Detritusmassen meinte, zumal in dem betreffenden Passus von KALKOWSKYs Stromatolithen die Rede war, welche, um mit Herrn PHILIPPIs eigenem Ausdrucke zu reden, durchaus „autochthon“ sind.

ad Absatz 4: Endlich muß Herrn E. PHILIPPIs Äußerung den Anschein erwecken, als rechnete ich die Verhärtung eines Sedimentes durch chemische Ausscheidung von Kalk aus dem Meereswasser bereits unter die diagenetischen Vorgänge. Das „oder“ in dem von Herrn E. PHILIPPI zitierten Satze zeigt zur Genüge, daß das Gegenteil der Fall ist, denn diese chemische Ausscheidung von Kalk bringt in das werdende Gestein noch ein wesentliches, als Bindemittel wirkendes Element hinein. Erst danach einsetzende Vorgänge fallen nach meiner Auffassung unter den Begriff Diagenese.

---

6. Über Anorthosit im Granulitgebiet des Plansker Gebirges in Südböhmen.

Von Herrn W. Bergt.

Leipzig, den 25. Januar 1909.

Westlich von Budweis liegen im Gneisgebiete des südöstlichen Böhmer Waldes die drei voneinander getrennten, aber eng benachbarten Granulitmassen des Plansker Gebirges (auch Krumauer Granulitgebiet genannt), des Prachatitzer und des Christianberger Gebietes. Soviel bisher bekannt war, stimmten sie untereinander und mit dem sächsischen Granulitgebirge in den folgenden Punkten überein. Sie besitzen alle ungefähr eine elliptische Oberflächenbegrenzung; normaler und Glimmergranulit in mannigfaltiger mineralogischer und struktureller Ausbildung ist das Hauptgestein; Serpentin spielt allenthalben eine große Rolle, und die geschlossene Masse des Granulits wird von dunklen Hornblende- und Augitgesteinen gern kranzartig umgeben.

Dagegen bestanden zwei wesentliche Unterschiede in der Zusammensetzung. Einmal waren die in Sachsen so reichlich auftretenden, mit dem hellen Granulit innigst verbundenen Pyroxengranulite in den südböhmischen Gebieten lange Zeit unbekannt. Sie wurden erst 1884 durch J. Lehmann[1]) und 1897 durch Barvir[2]) in einzelnen untergeordneten Vorkommnissen entdeckt. Zweitens fehlte der Gabbro, dessen körnigen, flasrigen und amphibolitischen Ausbildungen in Sachsen die dunkeln Randgesteine angehören, in Südböhmen ganz. Die dunkeln Gesteine der gerade hier sehr ausgedehnten Randzonen wurden Hornblendegesteine, Amphibolit und Hornblendeschiefer genannt. Auch J. Lehmann bemerkt 1884 ausdrücklich: „Als eine bedeutsame Tatsache möchte ich es betrachten, daß trotz der großen Übereinstimmung in dem Gesteinscharakter beider Gebiete hier gänzlich die Biotit- oder Cordieritgneise sowie die Gabbros zu fehlen scheinen." von Camerlander[3]) erkennt im Jahre 1888 bei seinen Untersuchungen im Granulitgebiet von Prachatitz zwar, daß die Granulitgneis-Grenzzone

[1]) Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine, 1884, S. 241.
[2]) Über den grünlichen Pyroxengranulit von Adolfstal. Sitz.-Ber. böhm. Ges. Wiss. 1897, III (Tschechisch).
[3]) Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz. Jahrb. geol. Reichsanstalt Wien **37**, 1888, 139/140ff.

sich aus sehr verschiedenerlei Augit-Hornblendegesteinen zusammensetzt, daß „aber bei dem wechselnden petrographischen Charakter und den räumlich äußerst beschränkten Vorkommen in unserm Gebiete von einer genaueren Namengebung abgesehen werden muß". Spuren von Gabbro erblickt zuerst BARVIR[1]) 1897 in großkörnigen, nordwestlich von Adolfstal auf einem Felde gefundenen Diallagstücken, „welche die Anwesenheit eines gabbroartigen Gesteins in der Nähe andeuten dürften".

Diese beiden, durch das Fehlen von Gabbro und von Pyroxengranulit in den südböhmischen Granulitmassen dargestellten Unterschiede gegenüber Sachsen bestehen nun nicht. Daß sich die Verbreitung des Pyroxengranulits im Plansker Gebirge den sächsischen Verhältnissen ebenbürtig an die Seite stellt, habe ich kürzlich gezeigt[2]). Das Auftreten von Gabbrogesteinen in dem gleichen Gebiete soll der Gegenstand der folgenden Ausführungen sein.

Nach den Aufnahmen VON HOCHSTETTERS ist „das Krumauer Granulitgebirge längs seiner südlichen Grenze von Goldenkron bis Ottetstift begleitet von einer Zone von Hornblendegesteinen, die ihre mächtigste Entwicklung auf der Strecke zwischen Krumau, Kalsching und Richterhof hat, mit einer Breite von 1/2 Stunde, bei Goldenkron östlich und bei Ottetstift südwestlich aber in einzelnen schmalen Lagern zwischen Gneis sich auskeilt . . . Es sind hauptsächlich körnigstreifige Hornblendeschiefer, sehr ebenflächig und feinschiefrig, mit abwechselnden Lagen von braunschwarzer Hornblende und feinkörnigem Feldspat (wohl Orthoklas mit wenig Oligoklas). Nicht selten bildet der Feldspat Knoten von dicklinsenförmiger Gestalt, auch reine Hornblendeschiefer und massige Hornblendegesteine mit Granitstruktur kommen vor.[3])"

Meine Untersuchungen in der genannten Zone ergaben nun, daß auch diese Hornblendegesteine ebenso wie diejenigen des sächsischen Granulitgebirges und der ausgedehnten Gebiete im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge[4]) Pyroxen-, Amphibolpyroxen- und Amphibol-

---

[1]) a. a. O. S. 6.

[2]) Pyroxengranulit im Plansker Gebirge in Südböhmen. Diese Zeitschr. **60**, 1908; Monatsber. S. *347—353*.

[3]) Geognostische Studien aus dem Böhmer Wald I. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien V, 1854. S. 52.

[4]) W. BERGT: Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge. Sitz.-Ber. preuß. Ak. Wiss. 1905, XVIII, S. 395—405 u. 1906, XXII, S. 432—442.

gesteine der Gabbrogruppe sind. Von besonderem Interesse war dabei die Feststellung eines mit jenen Gabbrogesteinen verbundenen Anorthositvorkommens, das schon lange in der Literatur verkannt und unter einem falschen Namen gegangen ist. VON HOCHSTETTER schildert das Vorkommen 1854 mit folgenden Worten: „Die Straße zwischen Kalsching und Richterhof führt am südwestlichen Fuße der Kühberge an der Grenze von Granulit und Hornblendeschiefer hin, bald reichen die Granulite von der rechten Seite herüber, bald die Hornblendeschiefer von der linken. Ein solcher Punkt, wo die Granulite noch über die Straße gehen, ist der letzte Hügel, ehe man nach Richterhof abwärts geht, oberhalb der Kohlmühle. Am Fuße dieses Hügels, unweit der Mühle, steht im Walde Serpentin an . . . Es ist nur ein kleiner Fleck, auf dem der Serpentin sichtbar ist, ringsherum liegen Stücke von Hornblendeschiefer und massige Blöcke eines sehr schönen Amphibolits oder Hornblendegranits, der auch in Felsen rechts von der Straße am Saume des Waldes kurz vor Richterhof ansteht. Man sieht hier deutlich, wie das Gestein mit Parallelstruktur und das massige Gestein nur Strukturvarietäten sind, die ganz allmählich ineinander verlaufen. Wo die Parallelstruktur deutlich entwickelt ist, fand ich ihr Streichen nach Stunde 1—2 (N 15—30° in O) mit einem Fallen von 65° in W. Die Gemengteile des Gesteins sind dunkelgrünschwarze Hornblende, graulicher Quarz und wasserheller bis milchweißer Feldspat (wohl Orthoklas), darunter einzelne deutlich zwillinggestreifte Oligoklaskörner; von Glimmer keine Spur. Übrigens ist wohl das Korn wie die Verteilung der Gemengteile sehr unregelmäßig, oft sind ganze Putzen von Hornblende zusammengedrängt, oft sind wieder weiße hornblendefreie Partien da.“ (VON HOCHSTETTER, S. 39.)

Die Verhältnisse am Waldsaum bei der Kohlmühle und an der Straße Kalsching—Richterhof vor diesem haben sich in den letzten 55 Jahren offenbar nicht geändert. Auf der Wiese am Waldrand der ersten Örtlichkeit liegen noch die großen, mit Flechten und Moos bedeckten, zuweilen matratzen- und divanähnlichen Blöcke; Haufen und Dämme großer Bruchstücke an der genannten Straße vor Richterhof bieten günstige Gelegenheit, das Gestein mit seinem wechselnden Aussehen zu studieren, und nicht weit rechts darüber kann man es anstehend beobachten. Der treffenden und anschaulichen Schilderung VON HOCHSTETTERS, worin ich die mir besonders wichtig erscheinenden Stellen über den Wechsel in Zusammen-

setzung und Struktur, über die Zusammengehörigkeit der massigen und parallelstruierten Ausbildungen gesperrt drucken ließ, ist nichts Wesentliches hinzuzufügen.

In der Natur der Gemengteile und des Gesteins überhaupt hat sich VON HOCHSTETTER freilich geirrt. Für Quarz, der in dem Gestein nach meinen Beobachtungen nicht vorkommt, hat er wahrscheinlich die ganz frischen, farblosen, nicht mit ebenen Spaltflächen versehenen Feldspatkörner gehalten, und der Feldspat ist bedeutend basischer, ebenso das ganze Gestein.

In den hellen weißen bis lichtbläulichgrauen, feldspatreichen Ausbildungen liegt ein Anorthosit vor, also ein Gabbro, in dem die dunklen Silikate sehr zurücktreten oder ganz fehlen. Die dunkleren, an Hornblende oder Augit reicheren Abarten bilden Übergänge zu normalem Gabbro und Hornblendegabbro; und solche von schwarzer Farbe, in denen andererseits der Feldspat nur in geringer Menge auftritt, entsprechen den mit vielen Gabbrovorkommnissen verbundenen Hornblenditen und Pyroxeniten. Also auch darin zeigt sich die Gabbronatur unseres Anorthosits.

Das Korn des Gesteins mag besonders in den reinen Feldspatpartien gröber erscheinen; in Wirklichkeit erreichen die Feldspäte höchstens eine Größe von $2-2\frac{1}{2}$ mm. Von einer Schichtung kann man schlechterdings nicht sprechen; eine Schieferung gibt selbst VON HOCHSTETTER nicht an, er spricht sehr richtig nur von einer Parallelstruktur, die mit einer rein massigen Ausbildung eng verbunden ist. Derartige Gesteine zu den kristallinen Schiefern, auch noch mit sedimentärmetamorpher Entstehung, zu rechnen, wie man es nur zu lange unter vollständiger Vernachlässigung der massigen Ausbildungen getan, hat keine Berechtigung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt eine überraschend einfache Zusammensetzung. In den hellen Arten sind Feldspat und Hornblende die einzigen Gemengteile. Beide zeigen in Stücken, die nicht von der Oberflächenverwitterung betroffen sind, wie das ganze Gestein vollständig frische, auch von jeder Metamorphose unberührte Beschaffenheit. Das Hauptmineral, der Feldspat, ist rein, klar und farblos. Die gerade in den Gabbrogesteinen und auch im Anorthosit an ihm häufig auftretende dunkle, graue oder braune, durch massenhafte winzige Einlagerungen erzeugte Färbung wurde hier nicht beobachtet. Seine breiten, vorwiegend rundlich, kaum kristallographisch begrenzten Durchschnitte zerfallen zwischen gekr. Nicols meistens in scharf abgesetzte Zwillings-

lamellen nach dem Albit- oder dem Albit- und Periklingesetz zu gleicher Zeit; zonare Struktur fehlt. Die Auslöschungsschiefen in Spaltblättchen nach der Basis und Längsfläche, sich um 20⁰ und 30⁰ bewegend, deuten auf basischen Labradorit und saueren Bytownit.

Das in Querschnitten durch den Winkel der prismatischen Spaltrisse von 124⁰ gekennzeichnete Amphibolmineral gehört der gemeinen grünen Hornblende mit den Achsenfarben gelbgrün, gelb und bläulichgrün und mit der größten Auslöschungsschiefe von 25⁰ an. Die wenigen Körner sind durchaus xenomorph, zwischen den Feldspäten eingeklemmt und sehr oft durch die in sie hineinragenden rundlichen Feldspatkörner konkavbogig begrenzt.

Die zu Analyse 6 gewählte, von den anstehenden Felsen an der Straße von Richterhof stammende Probe von feinem Korn, reicher an dunklen Silikaten, darum dunkelgrau gefärbt und parallel struiert, zeigt eine andere Zusammensetzung als das vorige Gestein. Neben dem Feldspat, der die gleichen Eigenschaften wie oben aufweist, erscheint als zweiter Hauptgemengteil ein diopsidähnlicher Diallag und zurücktretend, stellenweise auch häufiger, primäre grüne gemeine Hornblende. Der Diallag ist im Schliff hellgrün, in dickeren Durchschnitten schwach, aber noch merklich pleochroitisch-gelblich, bläulich- und gräulichgrün, grün. Als höchste Auslöschungsschiefe wurden Winkel von 43⁰ gemessen. In Querschnitten treten die fast rechtwinkligen Spaltrisse nach dem Prisma sehr scharf hervor, dagegen scheinen diejenigen nach der Querfläche zunächst ganz zu fehlen. Bei genauer Prüfung, stärkerer Vergrößerung und geeigneter Beleuchtung bemerkt man aber zahlreiche, ziemlich dichtstehende scharfe Linien parallel der Querfläche, die dem Diallag eigentümliche Blättrigkeit nach dieser Fläche darstellend. Messungen der Auslöschungsschiefe gegen die vertikalen Spaltrisse ergaben meist Winkel von 32—42⁰. Die Hornblende, häufig mit dem Diallag primär verwachsen, zeigt etwas dunklere Farbe als im vorigen Gestein. Beide Mineralien treten vorwiegend in unregelmäßigen Körnern auf. Auch an etwas längeren säulenförmigen Individuen fehlt regelmäßige Krystallumgrenzung, indem hier ebenso die runden Körner des Feldspats randlich in sie hineingewachsen sind und die bereits erwähnten bogigen und buchtigen Umrisse hervorrufen.

Chemische Zusammensetzung.

A. Gewichtprozente.

	1	2	3	4	5	6	7
	Anorthosit					Übergang	Olivingabbro
	Richterhof	Beaver Bay	Seine River	Monhegan Island	Encampment Island	Richterhof	Frankenstein
SiO_2	**47,60**	47,25	46,24	45,78	47,40	**47,58**	47,75
TiO_2	**0,10**	—	—	—	—	**0,14**	—
Al_2O_3	**29,77**	31,56	29,85	30,39	29,74	**23,30**	22,49
Fe_2O_3	**0,35**	—	1,30	1,33	—	**0,73**	4,53
FeO	**1,60**	2,29	2,12	1,22	1,94	**5,10**	3,23
MnO	**0,37**	—	—	—	—	**0,33**	1,53
MgO	**1,21**	0.27	2,41	2,14	0,57	**2,99**	0,59
CaO	**14,80**	15,39	16,24	16,66	13,30	**15,33**	15,99
Na_2O	**1,98**	2,52	1,98	1,66	4,99	**2,57**	0,91
K_2O	**0,34**	0,37	0,18	0,10	1,56	**0,35**	1,75
H_2O	**0,36**	0,40	—	0,51	1,64	**0,67**	0,76
Glühverl.	**0,64**	—	—	—	—	**0,10**	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,48
	99,12	100,05	101,35	99,79	101,14	**99,19**	100.01
Sp. G.	**2,70**	2,70	2,85	—	2,704	**2,93**	2,86

B. Molekularprozente.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	**54,78**	54,14	51,62	51,78	54,21	**52,82**	53,56
TiO_2	**0,08**	—	—	—	—	**0,11**	—
Al_2O_3	**20,15**	21,17	19,60	20,22	20,01	**15,21**	14,84
FeO	**1,84**	2,18	3,06	2,28	1,85	**5,33**	7,47
MnO	**0,36**	—	—	—	—	**0,31**	1,45
MgO	**2,09**	0,46	4,03	3,63	0,97	**4,98**	0,99
CaO	**18,25**	18.89	19,42	20,19	16,30	**18,23**	19,22
Na_2O	**2,20**	2,79	2,14	1,82	5,52	**2,76**	0,99
K_2O	**0,25**	0,27	0,13	0,08	1,14	**0,25**	1,25
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,23
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	**100,00**	100,00

C. Formeln nach Osann.

	S	A	C	F	a	c	f	n
1	**54,86**	**2,45**	**17,70**	**4,84**	**2**	**14**	**4**	**8,98**
2	54,14	3,06	18,21	3,22	2,5	15	2,5	9,1
3	51,62	2,27	17,33	9,18	1,5	12	6,5	9,43
4	51,78	1,90	18,32	7,78	1,5	13	5,5	9,58
5	54,21	6,66	13,35	5,77	5	10,5	4,5	8,3
6	**52.93**	**3,01**	**12,20**	**16,65**	**2**	**7,5**	**10,5**	**9,17**
7	53,56	2,24	12,60	16,53	1,5	8	10,5	4,42

Literaturnachweis für die Analysen.

1. Anorthosit, große Blöcke am Waldrand nahe der Kohlmühle bei Richterhof, Plansker (Krumauer) Granulitgebiet in Südböhmen. Dr. Donath.
2. Anorthosit, Beaver Bay, Minnesota. Lawson: Geol. a. nat. hist. Surv. Minnesota, Bull. 8, 1893, S. 6, An. V. Siehe Osann: Beitr. z. chem. Petr. II, 1905, Anal. 651. — Ders.: Versuch e. chem. Klass. der Eruptivgest. I, Tsch. M. M. XIX, 1900, S. 420.
3. Anorthosit, Mündung des Seine River, Bad Vermillion Lake, Westl. Ontario, Canada. Siehe Rosenbusch: Elemente, 1901, S. 162.
4. Anorthosit, Monhegan Island, Maine. E. C. E. Lord.: Am. Geol. XXVI, 1900, S. 430. Siehe Clarke, The data of geochemistry. U. St. G. S., Bull. 330, 1908, S. 389.
5. Anorthosit, Encampment Isl. Lawson: Geol. a. nat. hist. Surv. Minnesota, Bull. 8, 1893, S. 6, An. III.
6. Anorthosit, an der Straße Kalsching—Richterhof vor Richterhof anstehend. Sonst wie Anal. 1. Dr. Donath.
7. Olivingabbro, feldspatreich, olivinarm, Frankenstein im Odenwald. Schmidt in Chelius: Notizbl. Erdk. Darmstadt 18, 1897. Vgl. auch Osann: Chem. Petrogr. II, 1905, An. 536.

Das Gestein hat in mancher Beziehung Ähnlichkeit mit gewissen basischen granatfreien gabbroiden Pyroxengranuliten. Die Verwandtschaft äußert sich auch darin, daß in einem Präparat desselben eine kleine Stelle mit der aus jenen bekannten zentrischen Struktur bemerkt wurde. Winzige Stengel eines stärker pleochroitischen — grünlich, gelblich, gelbrot bis bräunlichrot — Pyroxens, wahrscheinlich Hypersthen, sind kleinen Plagioklaskörnern radialstrahlig angesetzt. Im übrigen Gestein nur ganz vereinzelt vorkommende Erzkörner finden sich in diesem Gemenge reichlich.

Chemische Zusammensetzung. Die Zusammenstellung der Analysen auf Seite *78* enthält unter 1 die des typischen hornblendearmen Hornblendeanorthosits vom Waldrand an der Kohlmühle bei Richterhof, unter 6 die einer an Augit und Hornblende reicheren Ausbildung von den anstehenden Felsen über der Straße vor Richterhof. Beide Analysen (durch fetten Druck hervorgehoben) sind neu und von dem Leipziger Chemiker Herrn Dr. Emil Donath ausgeführt worden. Die übrigen älteren Analysen von Anorthosit (2—5) und Gabbro (7) dienen zum Vergleich. Anorthositanalysen mit ganz ähnlichen Zahlen gibt es in der Literatur noch eine ganze Reihe, desgleichen von Gabbro, die unserer Analyse 6 an die Seite hätten gestellt werden können. Aus dem Vergleich der Analyse 1 mit 2—5 ist die Anorthositnatur unseres Gesteins ohne weiteres ersichtlich. Die geringen Unterschiede und Schwankungen bei den einzelnen Bestandteilen, die natür-

lich aus der wechselnden mineralogischen Zusammensetzung folgen, liegen durchaus in den Grenzen dieser Gesteinsart. Der SiO_2-Gehalt der in der Literatur vorhandenen Anorthositanalysen schwankt ungefähr zwischen 57 und 46 v. H. (Gewichtprozente). Der Anorthosit der Analyse 1 nahe der Kohlmühle bei Richterhof gehört also nebst denen der Vergleichanalysen 2—5 mit 46 und 47 v. H. SiO_2 zu den basischsten Vertretern. Weitere Analysen unseres, wie oben erwähnt, mineralogisch sehr schwankend zusammengesetzten Gesteins würden natürlich noch andere chemische Verhältnisse im Rahmen des Anorthosits liefern. — Das Vorherrschen des basischen Feldspats gegenüber Hornblende oder Augit drückt sich in dem sehr hohen Gehalt an Al_2O_3 und CaO, in den niedrigen Zahlen für Fe_2O_3, FeO, MgO, Na_2O und K_2O aus. Die niedrigen Werte von A und F dem hohen C gegenüber kennzeichnen das feldspatreiche Gestein. Aus A : C ergibt sich als Durchschnittfeldspat $Ab_1 An_3$, also saurer Bytownit. Die Unmöglichkeit freier SiO_2 als Quarz folgt auch aus der Analyse.

Nach OSANN[1]) sind die Anorthosite die einzigen Tiefengesteine, für welche $c > a > f$ ist. Diese Bedingung sehen wir allerdings für das zur Analyse 1 ausgewähhlte Material nicht erfüllt; denn hier ist $c : a : f = 14 : 2 : 4$, mithin $a < f$. Aber zweifellos hätte der OSANNschen Anforderung genügt werden können, wenn zur Analyse eine Probe ohne Hornblende gewählt worden wäre. Läßt man aber mit OSANN für die Anorthosite die Formel $c > a = f$ wie in seinem Typus Beaver Bay ($c : a : f = 15 : 2{,}5 : 2{,}5$) die Grenze sein, dann würde das Gestein der Analyse 1, obwohl sein Gehalt an Hornblende sehr gering ist, schon nicht mehr zum Anorthosit gehören. Ebenso müßte eine ganze Reihe anderer Vorkommnisse, die in der Literatur unter dieser Bezeichnung laufen, so die auch bei ROSENBUSCH: Elemente, 1901, S. 162, als Vertreter der Gesteinsgruppe aufgeführten Anorthosite vom Seine River ($c : a : f = 12 : 1{,}5 : 6{,}5$, oben Analyse 3) und von Monhegan Island ($c : a : f = 13 : 1{,}5 : 5{,}5$, oben Analyse 4) ausgeschieden werden. Es erscheint demnach notwendig, die chemischen Grenzen des Anorthosits den Verhältnissen in der Natur entsprechend weiter zu ziehen.

Die zweite analysierte Probe aus unserem Gebiete von den Felsen an der Straße Kalsching—Richterhof bildet allerdings nach

[1]) Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. TSCH. M.M. **19**, 1900, S. 419—421.

der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung deutlich ein Mittelglied zwischen typischem Anorthosit und typischem Gabbro. Mit seinem beträchtlich geringeren Gehalt an Al_2O_3, mit den höheren Werten für FeO und MgO, dem Ausdruck der reichlicheren Beteiligung von dunklen Silikaten (Augit und Hornblende), nähert es sich vielen Gabbros, von denen ein verwandter Vertreter in dem feldspatreichen und olivinarmen Olivingabbro von Frankenstein durch Analyse 7 dargestellt wird. Die nahen Beziehungen beider Gesteine zeigen sich am deutlichsten in ihren Formeln (siehe C, 6 und 7). Auch hier könnten weitere Analysen den Übergang unseres Gesteins in Gabbro dartun.

Wenn man das Gestein von Richterhof in seiner Gesamtheit betrachtet, kommt man zu dem Ergebnis: es ist ein Gabbro vorwiegend von anorthositischer Ausbildung.

---

7. Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft in die Erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmische Mittelgebirge im August 1908.

A. Bericht über die Exkursionen vor der allgemeinen Versammlung in Dresden.

Von Herrn Herm. Credner.

Wie vor nun 34 Jahren, im September 1874, so versammelten sich, diesmal am 2. August, 30 Mitglieder der Deutschen geologischen Gesellschaft in Leipzig, um vor deren 53. in Dresden stattfindender Tagung in $3^1/_2$ tägiger Exkursion unter Führung von Dr. Herm. Credner einige besonders interessante Teile des **Sächsischen Granulitgebirges und seines Vorlandes** zu durchwandern.

Diese Touren galten:

1. dem weiten Deckenerguß von Pyroxenquarzporphyr, welcher sich von Grimma-Dornreichenbach-Schildau aus nach Westen zu bis in die Gegend von Leipzig aus-

dehnt und von einigen Zügen von Pyroxengranitporphyr durchsetzt wird, freilich weithin von Ablagerungen des nordischen Glazialdiluviums bedeckt ist;

2. dem Kontakthofe an der nordwestlichen Flanke des Sächsischen Granulitlakkolithen, und zwar auf der Strecke Rochlitz—Wechselburg, nebst dem auf ihn übergreifenden Mittelrotliegenden, dem der Porphyrtuff des Rochlitzer Berges eingeschaltet ist;
3. dem Nordwestflügel des Granulitlakkolithen nebst der in ihn eingreifenden Zunge von Lunzenauer Cordieritgneis, begleitet vom Flasergabbro und Bronzitserpentin der Höllmühle;
4. dem nördlichen Teile des Granulitlakkolithen bei Waldheim mit mehr oder weniger ebenplattigen Granuliten, granitisch körnigem Sillimanitgranulit, Prismatingranulit und Korundgranulit, mehreren Serpentinlagern und Lentikulärmassen von Pyroxenamphibolit nebst Gängen von Pegmatit und feinkörnigem Biotitgranit.

Zum Zwecke der Besichtigung dieser Strecken und ihrer geologischen Aufschlüsse wurden folgende Exkursionen ausgeführt:

Sonntag, den 2. August.

Mittags Abfahrt von Leipzig auf der Eisenbahn nach der nahegelegenen Station Beucha; Besuch der dortigen großen Steinbrüche in dem sich durch eine Fülle von großen vollkommen frischen Orthoklasen sowie von Quarzeinsprenglingen auszeichnenden Pyroxengranitporphyr, der stellenweise zahlreiche Fragmente fremdartiger Kontaktgesteine einschließt, so knotenführende Grauwacken, Cordierithornfels, Epidothornfels und Fettquarz. Dieselben entstammen der hier in der Tiefe anstehenden, bei Leipzig z. T. in ebenfalls metamorphischem Zustande zutage tretenden Culmgrauwacke und sind von dem Pyroxengranitporphyr zur Erdoberfläche emporgefördert worden.

Der aus dem nämlichen Magma hervorgegangene deckenförmige Erguß von Pyroxenquarzporphyr des Leipziger Kreises ist in der Nähe von Beucha bei Kleinsteinberg durch mehrere Steinbrüche gut aufgeschlossen. Derselbe verdankt seine schwärzliche bis tiefschwarze Farbe der mehr oder weniger reichlichen Beimengung von mikrokrystallinen

Pyroxenen, namentlich Augiten und Diallagen, sowie von Magnetit.

Was diese flachen Kleinsteinberger Kuppen von Pyroxenquarzporphyr doppelt lehrreich gestaltet, ist ihre Beeinflussung durch das über sie hinwegziehende diluviale Inlandeis. Die an kleinen wie bis kubikmetergroßen nordischen Geschieben reiche Grundmoräne bedeckt die Flanken dieser Hügel in anfänglich 3—5 m Mächtigkeit, um sich von hier aus nach oben zu mehr und mehr zu verdünnen. Wird nach Wegräumung des Geschiebelehms die Oberfläche des Porphyrs bloßgelegt, so zeigen sich auf dessen von NNW aufsteigenden Gesteinsflächen außerordentlich deutliche Friktionserscheinungen in Form spiegelglatter Schliffflächen mit bis über meterlangen, breiten Schrammen und feinen Ritzlinien. Auch bei unserer Exkursion trafen wir mehrere derartig in geschrammte Rundhöcker umgestaltete Felsköpfe frisch aufgeschlossen.

Der Abend führte die Exkursionsteilnehmer zurück nach Leipzig und vereinte sie im Hause ihres Führers zu geselligem Beisammensein.

Montag, den 3. August.

Die an diesem Tage beginnenden Exkursionen in das Granulitgebirge wurden in der Frühe durch einen vorbereitenden Vortrag des Führers derselben im Institute der Geologischen Landesanstalt eingeleitet. Schon gegen 10 Uhr aber verließen wir Leipzig, um zunächst die diluviale Ebene, dann die Porphyrdecken und endlich die steil aufgerichteten devonischen und silurischen Schichtenkomplexe des granulitgebirgischen Vorlandes zu durcheilen. Bereits mittags erreichten wir Rochlitz und damit den Kontakthof des Granulitlakkolithen und standen nach kurzer Wanderung am Fuße des Felsriffes, welches von dem alten, die Mulde überragenden Schloß Rochlitz gekrönt und aus glimmerglänzenden Fruchtschiefern aufgebaut ist. Dieselben repräsentieren die äußere Kontaktzone des Granulitlakkolithen, der sich jenseits des Muldetales ausbreitet. Nach Umgehung des Schloßberges traten wir in das Tal der Zwickauer Mulde und folgten dessen linkem, westlichem Steilgehänge zunächst in der Streichrichtung der Fruchtschieferzone, deren Höhen von den von Westen her übergreifenden Konglomeraten, Schieferletten und Porphyrtuffen des Mittelrotliegenden bedeckt werden, welche durch die dortigen Promenadenwege vielfach angeschnitten und bloßgelegt sind. Sehr schön erwies sich der das eigentliche Steilgehänge des Muldetales bildende

glimmerige Fruchtschiefer durch eine kleine Erosionsschlucht aufgeschlossen.

Der Weg oberhalb des Muldeflusses erreicht jetzt die nächst tiefere, zweite Kontaktzone, diejenige der dünnplattigen Quarzitschiefer und der Garbenschiefer, diese zuerst mit spärlichen, weiter nach Süden zu mit reichlichen Garben von auffallender Größe auf den muscovitischen Schichtflächen. Sie lehnen sich direkt an den Zug von Granitgneisen an, der einen großen Teil der peripherischen Umrandung des Granulitlakkolithen bildet, von uns am Katzenstein im Liegenden der Garbenschiefer erreicht und von da aus den Lauf der Mulde aufwärts, nach Überschreitung derselben bei Sörnzig, bis nach Wechselburg verfolgt wurde, in dessen Nähe er seine flaserige Struktur mit einer granitischen vertauscht und große porphyrische Orthoklasindividuen aufgenommen hat. Der früher am Burgstall direkt unterhalb der Stadt Wechselburg so herrlich aufgeschlossene mächtige Gang von schwarzem spröden Vitrophyr macht sich an dem unseren Pfad begleitenden steilen Talgehänge nur noch durch einige kleine Klippen und zahlreiche Fragmente bemerklich.

In Wechselburg gönnten wir uns kurze Rast und frugalen Imbiß, ergötzten uns an der anmutigen Landschaft der Umgebung und wendeten uns dann der südlichen Fortsetzung des vorher in spitzem Winkel durchquerten granulitgebirgischen Kontakthofes zu. Der untere Lauf des Selgebaches und die sich rechts über ihm auftürmenden Felsklippen gaben Gelegenheit, uns an den auf den Granitgneis von Wechselburg folgenden Garbenschiefern mit ihrem wunderbaren Reichtum an großen, dunklen Garben zu erfreuen. Ein schattiger Waldweg führte hinauf zum Rochlitzer Berg mit seiner Fülle von geologischen und landschaftlichen Reizen. Er besteht aus einer über 80 m mächtigen Anhäufung von zum Rochlitzer Porphyrtuff verfestigten porphyrischen Auswürflingen. Einige der zahlreichen tiefen und infolge des eigenartigen Abbaues von senkrechten Wänden umgrenzten Steinbrüche boten uns treffliche Gelegenheit zum Studium dieser an interessanten Details reichen Tuffe.

Vom Aussichtsturm aus entrollte sich vor unseren Augen ein anziehendes und lehrreiches Bild des gesamten flachhügeligen Granulitplateaus mit seinem sich oft kaum von ihm abhebenden Schieferwall. Die tiefen Erosionstäler, welche dieses Gebiet durchziehen, verbergen sich unserem Auge, nur das der Zwickauer Mulde, das wir eben von Rochlitz bis Wechselburg durchwandert haben, liegt zu unseren Füßen.

Vom Gipfel des Berges aus wendeten wir uns auf einem ziemlich steilen Fußpfade in östlicher Richtung hinab zum „Wilden Bruch“, der in den liegendsten Schichten des Tuffkegels angesetzt ist. Es sind dunkelblaugraue, außerordentlich harte und sehr feinkörnige silicifizierte Tuffe, welche von Adern und Trümern von weißem oder fleischfarbigem Steinmark (Carnat) durchzogen sind. Die unter denselben zu erwartende Decke von Quarzporphyr ist in diesem östlichen Abschnitte des Rochlitzer Berges nicht aufgeschlossen und wohl gar nicht vorhanden. Auch von dem anmutigen, sich nach Rochlitz hinabsenkenden Promenadenweg wird er nicht angeschnitten, vielmehr gilt dies nur von Letten und Konglomeraten des die Tuffe unterteufenden Mittelrotliegenden. Bald taucht aus diesem der durch die Quarzitschiefer der „Bastei“ scharf markierte Rand der von der Mulde durchsägten Kontaktzone hervor. Wir stehen mit dem Einbruch der Nacht wieder auf den Fruchtschiefern, von denen wir heute mittag ausgegangen sind, und eilen dann in unsere Nachtquartiere.

Dienstag, den 4. August.

In der Frühe des 4. August führte uns der Eisenbahnzug in halbstündiger Fahrt von Rochlitz aus das Muldetal aufwärts unmittelbar im Liegenden der gestern durchwanderten Kontaktzonen durch die Granulite und Cordieritgneise der nordwestlichen Randzone des Granulitlakkolithen über Lunzenau nach Rochsburg, von dessen Bahnhofe aus wir uns des Anblickes der schroffen, aber doch anmutigen Tallandschaft des tief in das Granulitplateau eingeschnittenen Muldeflusses erfreuten, über welchem auf kühnem Bergsporn das altertümliche Schloß Rochsburg thront.

Vom Bahnhof aus wendeten wir uns, direkt dem Laufe der Mulde folgend, auf einem bequemen Pfade den Fuß des Schloßberges entlang durch den dessen Ostabfall aufbauenden plattigen Granulit mit pegmatitischen und feingranitischen Trümern bis zu dem in denselben eingesenkten Cordieritgneis, der die Fortsetzung der bei Lunzenau in den Granulitlakkolith eintretenden unregelmäßigen Zunge bildet. War dieses interessante und schöne Gestein weiter talabwärts nach Lunzenau zu noch vor einigen Jahren in vollkommen frischem Zustande und lokal reich an glänzendem bläulichen Cordierit aufgeschlossen, so ist dasselbe an der jetzt von uns erreichten Stelle stark verwittert, wobei namentlich die in dem Biotitgneis verteilten Cordieritkörner in solche von Chlorophyllit

verwandelt worden sind. Nach dem Bahnhof zurückgekehrt, gelangten wir auf einer Kettenbrücke an das gegenüberliegende rechte Ufer der Mulde, dem wir talaufwärts folgten, stets begleitet von Klippen, Felswänden und zum Teil ganz frischen Schürfen im Granulit. Derselbe besitzt streckenweise eine ausgezeichnete Ebenplattung und ist hier und dort von mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt. Beides bewährt sich in noch viel höherem Maße in den am jenseitigen Ufer des Flusses sich dicht aneinander reihenden Felsanschnitten der Muldetalbahn, welche früher eine reiche Ausbeute an interessanten Mineralvorkommnissen, so von Perthit, Albit, Turmalin, Topas, Andalusit, Amblygonit, Cordierit, Lithionglimmer u. a., ergeben haben.

Nachdem wir etwa 3 km das Muldesteilufer entlang gewandert sind, erreichen wir die Stelle, wo sich der vielgenannte Höllbach in die Mulde ergießt, und folgen diesem talaufwärts quer durch die sich dort in der Westflanke des Lakkolithen aufwölbende Granulitschwelle. An sie schließt sich nach Osten zu die von Lunzenau hierher streichende Zunge von lokal cordieritführendem Biotitgneis. Zwischen sie schiebt sich bei der Höllmühle eine größere Lentikulärmasse von Flasergabbro und eine kleinere solche von Bronzitserpentin, wie dies auf der Grenze des Granulitlakkolithen und seines Kontakthofes oft der Fall ist. Ehe wir sie erreichen, sehen wir den Granulit seine charakteristische randliche Ausbildungsweise annehmen: er wird ausgezeichnet dünn- und ebenplattig, lokal augig und stellenweise cyanitführend. Der nun folgende Flasergabbro der Höllmühle ist z. Z. infolge seiner Überwachsung mit dichtem Gebüsch schlecht aufgeschlossen, doch konnten wir aus dem an seinem Fuße angehäuften Blockwerke instruktive, schön geflaserte Handstücke in genügender Zahl gewinnen. Letzteres galt auch von dem Bronzitserpentin, der unweit der dortigen Wirtschaftsgebäude vom Fahrwege nach Penig angeschnitten ist.

Auf dem Fußweg entlang den Höllbach gelangten wir wieder durch die bereits auf dem Hinwege durchquerte Granulitwölbung zurück in das Muldetal und folgten dessen rechtem Ufer bis nach Penig, wobei wir verschiedene Steinbrüche in ebenplattigem Granulit mit pegmatitischen Gängen passierten und ausnützten. Dicht jenseits der letztgenannten Stadt und der dort die Mulde kreuzenden Brücke überschritten wir die Nordwestflanke des Granulitlakkolithen und gelangten damit direkt in die Grenzzone seines Kontakthofes, diejenige des Lagergranites und des Gneisglimmerschiefers, von

denen letzterer durch die Glauchauer Chaussee angeschnitten, ersterer durch einige große Steinbrüche nahe der Mündung des Markersdorfer Tales abgebaut wird.

So hatten wir denn durch die gestrigen und heutigen Wanderungen einen lehrreichen Einblick in das gesamte nordwestliche Randgebiet des Granulitgebirges errungen: zwischen Rochlitz und Wechselburg in die Fruchtschiefer, Garbenschiefer und den Granitgneis des Kontakthofes — zwischen Rochsburg und der Höllmühle in die ebenplattigen Granulite — an letzterer Stelle in den Flasergabbro und den Bronzitserpentin als charakteristische Grenzgesteine an der hangenden Flanke einer untergeordneten Aufwölbung des Granulits gegen den kontaktmetamorphen Lunzenauer Gneis — zwischen Hölltal und Penig in die Granulite der nordwestlichen Hauptflanke des Granulitlakkolithen und endlich bei Penig nochmals in die Granitgneise und Gneisglimmerschiefer der untersten Kontaktzone.

Noch am nämlichen Nachmittag fuhren wir das Muldetal entlang zurück nach Rochlitz und von hier nach Waldheim im Zschopautal, also in das Zentrum des nördlichen Granulitgebietes. Vom dortigen Bahnhofe aus durchschritten wir Straßenanschnitte in plattigem Granulit, z. T. reinstem Weißstein, und in einem ziemlich grobkörnigen Pyroxenamphibolit zu dem einzigen granulitgebirgischen Vorkommnis von körnigem Prismatingranulit (Sauer) und Korundgranulit (Kalkowsky), die zusammen eine etwa 3 m mächtige Lentikulärschliere im normalen Granulit bilden. Nach gütiger Erlaubnis der Kgl. Eisenbahnbauinspektion Döbeln war hier eine Felssprengung vorgenommen worden, deren Blockwerk den Exkursionsteilnehmern eine reichliche Ausbeute an oben genanntem Gesteinsmaterial ermöglichte.

Mittwoch, den 5. August.

Von dem im tief eingeschnittenen Zschopautal gelegenen Hotel aus zogen wir durch die Stadt Waldheim zu dem sich auf dem rechten Ufer der Zschopau erhebenden Rabenberg, dessen nördliche Abdachung sich in die Gabel zwischen dem Gebersbach und dem Mörtelbach bis zur Stadt einschiebt und höchst lehrreiche Aufschlüsse in die Verbandsverhältnisse zwischen Granulit und Serpentin gewährt. Letzterer ist in Form einer mächtigen kilometerlangen Platte ganz regelmäßig dem Granulit eingelagert und fällt wie dieser flach nach NNO ein. Da unsere Wanderung ungefähr von N nach S gerichtet

ist, wo sich der Serpentin zutage heraushebt, überschreiten wir am Nordfuße des Rabenberges zunächst den das Hangende des Serpentins bildenden plattigen, sillimanitführenden Granulit und erreichen binnen kurzem den unter ihm am Ostabfalle des Rabenberges aufgeschlossenen dünn- und ebenplattigen Serpentin, überqueren von ihm aus die schmale Rabenberger Granulitnase und gelangen dann im Mörtelbach unterhalb derselben von neuem in den ihr Liegendes bildenden Serpentin. Die südliche Fortsetzung dieses Lagers begleitet uns in fast ununterbrochenen Anschnitten an der nach SW verlaufenden Massaneier Chaussee. Auch hier ist derselbe in größter Regelmäßigkeit in lauter parallele dünne Platten und mächtigere Bänke abgesondert, die mit schwachen Lagen von feinschuppigem Chlorit abwechseln und durch schmale Gänge von Pyknotrop, Opal, Chlorit und edlem Serpentin durchsetzt und z. T. verworfen sind.

Wir folgen der Chaussee und dann dem rechts abzweigenden Wege nach Breitenberg, dessen Häuser noch auf der hier vom Mörtelbachtal steil abgeschnittenen Serpentinplatte stehen, und steigen den von ihr gebildeten Absturz hinab. Man gewahrt hierbei einen mehrfachen Wechsel in dem petrographischen Habitus der einzelnen aufeinander lagernden Bänke des Serpentins, der sich in deren Färbung und mehr oder weniger reichlichen Granatführung offenbart. Am Fuße des Bergabhanges erreichen wir den jenen Serpentin regelmäßig und flach unterteufenden, also liegenden Granulit, nachdem wir den Granulit des Rabenberges als dessen Hangendes erkannt hatten. Zwischen beiden lagert also in Form einer konkordant eingeschalteten Platte der Serpentin.

Der Granulitkomplex am Fuße des Breitenberges wird durch einen dort horizontalen, bis 3 m mächtigen Gang von feinkörnigem Biotitgranit durchsetzt und scharf abgeschnitten.

Von der Talsohle des Mörtelbaches stiegen wir auf unserem nach West gerichteten Wege den östlichen Abfall des Wachberges hinan, wo sich der eben durchschrittene Aufbau des Breitenberges wiederholt, so daß sein Sockel aus Granulit, seine Gipfelpartie aus Serpentin besteht. Letzterer weist hier eine überraschend regelmäßige und ebene Dünnplattigkeit auf und wird von dem die ganze Umgegend hoch überragenden Siegesturm gekrönt, dessen Besteigung uns mit einer ebenso lehrreichen wie reizvollen Aussicht über das tief eingesenkte Zschopautal und die durchwanderte Granulit-Serpentin-Landschaft belohnte.

Auf steilem Bergpfade eilten wir von hier hinab in das unter uns liegende romantische Erosionstal der Zschopau, zunächst zu dem den Granulit durchsetzenden mächtigen Gang feinkörnigen sog. Mittweidaer Granitits, dann auf der Chaussee talaufwärts zu einigen nahe an ihr angesetzten Steinbrüchen im Granulit, der von mehr oder weniger mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt und von diesen in Schollen zerlegt wird, deren dünne Lagen infolge dieser Dislokationen gestaucht und gefaltet erscheinen. Endlich sind an der steilen Straßenböschung zwischen hellen Granuliten ein dunkler Pyroxengranulit sowie einige pegmatitische Gänge von sehr grobem Korn bloßgelegt.

Hier endete unsere nach Süden gerichtete Durchwanderung des Zschopautales. Ein Fährboot brachte uns in mehrfacher Wiederholung seiner Fahrt durch die Zschopau auf deren gegenüberliegendes Ufer, dem wir auf bequemem, meist schön bewaldeten und von Granulitklippen begleiteten Promenadenwege bis zur Mündung des Aschersbacher Tales folgten. In dieses lenkten wir ein, besuchten einige Steinbrüche in plattigen Granuliten von mannigfaltiger Ausbildung und erreichten nach halbstündigem Wandern das letzte Profil, welches unsere granulitgebirgischen Exkursionen darboten. Hier lagert, ähnlich wie am Fuße des Rabenberges und des Wachberges, auf flach nach Norden geneigtem Granulit konkordant eine Platte von bankigem Serpentin, welcher eine Lentikulärmasse von mittelkörnigem Granatamphibolit eingeschaltet ist, während der liegende Granulit von einem feinkörnigen Granititgang durchsetzt wird. Mit einem Blicke haben wir die prägnante Wiederholung aller der geologischen Verhältnisse vor uns, die das granulitgebirgische Gebiet von Waldheim beherrschen.

Ein abendlicher Eisenbahnzug beförderte uns nach Dresden, wo wir von anderen Mitgliedern der Deutschen geologischen Gesellschaft begrüßt wurden, welche an der erfolgreichen, fast immer vom besten Wetter begünstigten Exkursion in das Sächsische Granulitgebirge teilzunehmen verhindert gewesen waren.

B. Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen.

Von Herrn Ernst Kalkowsky.

Die Exkursion am 6. August sollte auf dem Wege durch den Plauenschen Grund und über die Höhen nordwestlich von ihm einen Überblick über den Aufbau der ungleichseitigen Grabenverwerfung des Elbtales bei Dresden gewähren. Vom Bismarckplatz aus gelangt man beim Bergkeller zu einer Grube im hochliegenden Weißeritz-Schotter mit Geröllen aus dem Erzgebirge. Von hier aus führt die Münchener Straße nach der Vorstadt Plauen, wo man zum Weißeritztal kurz vor den Ratssteinbrüchen im Syenit hinabgeht. Von der Straße aus sieht man jenseits der Weißeritz in diesen Brüchen in einem beständig frischen, großartigen Aufschluß den cenomanen Pläner, stellenweise von Grundkonglomerat unterteuft und schwach nach Nordost einfallend; das Profil zeigt die Transgression des cenomanen Meeres über das Festland. In den Ratssteinbrüchen lassen sich gelegentlich Kersantitgänge beobachten.

Zwischen diesem Punkt und dem talaufwärts bald erreichten Bahnhof Dresden-Plauen liegt die noch jetzt engste Stelle des Tales der Weißeritz, das unzweifelhaft ein reines, junges Erosionstal ist, mit dessen Entstehung sicherlich die beiden Gänge von Glimmer-Melaphyr am Bahnhof Dresden-Plauen nichts zu tun haben. Die beiden Gänge oder Stücke eines Gangnetzes sind in der Literatur hoch berühmt; an einigen vierzig Stellen sind sie erwähnt und beschrieben worden, und nachdem ihr Verschwinden bei Erweiterungsbauten des Bahnhofs schon angezeigt und ihnen ein Nekrolog[1]) gewidmet worden war, sind sie heute ebenso gut zu beobachten wie jemals: irgend etwas Besonderes aber stellen sie in der Tat für den heutigen Geologen gar nicht vor.

Die im Plauenschen Grunde im Syenit, einem inselartig auftauchenden Stück des Meißener Syenitgebietes, angelegten Brüche zeigen, abgesehen von den wenig voneinander abweichenden Varietäten des Gesteins, seinen akzessorischen oder sekundären Gemengteilen und den leuko- oder melanokraten

---

[1]) W. Bergt: Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Plauenschen Grunde bei Dresden (Abh. d. Isis in Dresden 1895, S. 20—29) und H. B. Geinitz (ebenda S. 30—32 und Tafel I).

Ausscheidungen, an vielen Stellen die dem Elbtal parallel laufenden, senkrecht stehenden Quetschungslossen, die Ruscheln mit mehr oder minder stark zermalmtem Gestein, die Vorläufer gleichsam der im Tale aufwärts folgenden stärkeren Verwerfungen im Döhlener Rotliegend-Becken und am Rande des Gebietes der erzgebirgischen Gneise zwischen Hainsberg und Tharandt.

Verfolgt man den vom Tale aus mit einer Kehre auf dem linken Gehänge sich nach Döltzschen hinaufziehenden Weg, so gelangt man zu der Fläche der Transgression des Cenomans über den Syenit und findet einen mäßig guten kleinen Aufschluß in dem cenomanen Grundkonglomerat mit den z. T. sehr großen Geröllen von Syenit und darüber den cenomanen Pläner, in dem aber nur höchst selten eine Versteinerung zu entdecken ist. Beiläufig bemerkt, sind jetzt Aufschlüsse in dem berühmten, an Versteinerungen reichen Grundkonglomerat nur vorübergehend vorhanden und nur bei Sprengungen in dem frischen, harten Gestein.

Unmittelbar vor der König Friedrich August-Hütte hört der Syenit auf; an ihn grenzt durch Anlagerung oder durch eine kaum handgreiflich erkennbare Verwerfung der Hornblende-Porphyrit, der bereits dem Döhlener Rotliegend-Becken angehört. Geht man um das Hüttenwerk herum den sog. Fürstenweg zur Höhe hinauf, so kommt man an einem Bruch im Porphyrit vorbei, der ziemlich frisches Gestein darbietet, dann durch Syenit zu den auf der Höhe liegenden diluvialen Schottern, die in einer großen Kiesgrube einen zurzeit noch vortrefflichen Querschnitt durch einen Dejektionskonus aufweisen. Ungleichmäßig über letzterem gelagerte Schotter sind auffällig reich an Stücken von cenomanem Sandstein, die aus dem Gebiet der jetzigen Relikte dieser Facies auf der Höhe des Tharandter Waldes usw. herabgeführt sind.

Man trifft diese Sandsteinfacies des Cenomans zunächst an, wenn man von der erwähnten Kiesgrube aus westwärts in Oberpesterwitz anlangt, hier allerdings zurzeit wohl nur noch in alten Mauern. Auf dem Wege dahin hat man von der Höhe 271,1 der Karte, also ungefähr 160 m über der Elbe, einen vortrefflichen Überblick über den ungleichseitigen Graben des Elbtales, in dessen Tiefe die obere Kreide in Pläner-Facies in großer Mächtigkeit durch Bohrungen nachgewiesen ist. Nach Nordost sieht man jenseits der Elbe die Lausitzer Hochfläche steil zur Elbe abfallend an der Lausitzer Verwerfung auf eine lange Strecke hin; nach Südost hin treten bei klarer Luft über das Elbtal hin einige der „Steine“

des Elbsandsteingebietes hervor; nach Südwest aber überschaut man das Gebiet des kleinen Rotliegend-Beckens von Döhlen mit seinen Kohlenschächten und Halden, während seine südwestliche Begrenzung durch die Hainsberger Verwerfung gegen den Gneis, die südwestliche Grenze des Elbtalgrabens, orographisch nicht sonderlich hervortritt; die alte Peneplaine weiter im Südwest, auf der noch die Relikte von cenomanem Sandstein liegen, ist jedoch noch gut zu erkennen.

Von Oberpesterwitz nach Zaukerode hinabsteigend, gelangt man nochmals über Syenit zu den Schiefertonen des Unteren Rotliegenden, in denen kontaktmetamorphe Tonschiefer inselartig auftreten; diese dem Silur zugerechneten Tonschiefer findet man jedoch nur in kleinen Bruchstücken auf den Feldern, aber das Vorkommen ist doch von Interesse, einmal wegen der offenbar durch den Syenit hervorgerufenen Kontaktmetamorphose, dann weil in ihnen das Liegende des Rotliegenden durch Verwerfungen zutage kommt. Die Schiefer können dem Silur zugerechnet werden, weil sie in der Zone des Auftretens dieser Formation am Ostrande des Erzgebirges liegen.

Im Gebiet des Unteren Rotliegenden konnten an zwei Stellen dicht bei Zaukerode die Ausbisse von Steinkohlen gezeigt werden. Es mag hier noch erwähnt werden, daß die stegocephalenführenden Kalkflöze im Mittleren Rotliegenden nicht mehr (früher unterirdisch) abgebaut werden, so daß dort eine Ausbeute nicht mehr möglich ist.

Auf der Exkursion am zweiten Sitzungstage, den 7. August, von Pötzscha-Wehlen zur Bastei und von dort durch die Schwedenlöcher nach Rathen abwärts sollten nur die cañonartige Erosion des Elbsandsteingebietes und andere besondere Erosionsformen vorgeführt und von der Bastei ein Einblick in die Bergwelt der „Sächsischen Schweiz“ gewährt werden. Versteinerungen sind in dem begangenen Gebiet nicht zu finden. Einiges Interesse bieten noch die hoch, bald unterhalb der Bastei, liegenden Elbschotter dar, und es wurde auch noch darauf aufmerksam gemacht, daß diluviale (feuersteinführende) Schotter noch höher auf der Oberfläche des Pfaffensteins und Liliensteins gefunden worden sind, die auf der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen noch nicht angegeben sind[1]).

---

[1]) J. Deichmüller: Eine vorgeschichtliche Niederlassung auf dem Pfaffenstein in der sächsischen Schweiz. Abhandl. d. Isis in Dresden 1897, S. 74.

Am dritten Sitzungstage, den 8. August, galt eine kurze Exkursion dem östlichen Rande des Elbtales bei der Station Klotzsche. Unterhalb des Bahnhofs im Prießnitztale ist ein großer Bruch dauernd im Betriebe, in dem mehr oder minder stark zerquetschter Lausitzer Granit gebrochen wird. Dieses durch Gebirgsdruck zermalmte und veränderte Gestein herrscht auf einer langen Strecke ungefähr längs der Lausitzer Verwerfung vor, und doch ist das Phänomen des Dislokations-Metamorphismus älter als letztere: in dem Bruche wird der zerquetschte Granit durchsetzt von einem nur wenige dm mächtigen Porphyritgange, den man zu den Eruptivgesteinen des Rotliegenden rechnen muß, der aber keine Spur von mechanischer Beeinflussung aufweist. Der Granit zeigt alle Stufen von ziemlich frischem Gestein bis zu stark durch Neubildungen umgewandeltem und ist dabei von unzähligen Klüftchen durchsetzt, so daß frische Bruchflächen nur schwer zu erhalten sind. Es bleibt zweifelhaft, ob einige Stellen, die beinahe phyllitartigen Habitus haben, ein Maximum der Quetschung erlitten haben, oder ob sie auf besondere Schlieren oder Einschlüsse zurückzuführen sind. Daß die tektonischen Erscheinungen der Verwerfung und der Quetschung von Gesteinen, an denselben Stellen und in derselben Richtung streichend, sich in verschiedenen Perioden wiederholen, dafür liefert somit der Rand des Lausitzer Plateaus ein gutes Beispiel.

Ein Kilometer NNO vom Bahnhof Klotzsche erreicht man an der Straße nach Langebrück eine große Kiesgrube. Nur auf der Oberfläche des Gebietes sind sog. Dreikanter, Pyramidalgeschiebe, in Menge zu finden, in der Grube selbst aber sieht man von einem Abbau seit etwa drei Jahrzehnten liegengebliebene Stücke von verschiedenen Gesteinen, die augenscheinlich durch Durchfeuchtung und Insolation scharfkantig zersprungen sind. Die Dreikanter der Dresdener Heide erweisen sich wie anderswo als durch Zerspringen präformierte Steine, die dann noch durch Sandgebläse geglättet worden sind, wie man denn auch gelegentlich auf Porphyrstücken die charakteristischen Narben des Sandschliffes beobachten kann.

C. Exkursionen nach der Versammlung.

I. Bericht über die Exkursion in das östliche Erzgebirge.

Hierzu 3 Textfiguren.

Von Herrn R. Beck.

An der Exkursion vom 9. — 12. August nahmen 30 Mitglieder der Dresdner Versammlung teil.

Am Sonnabend, den 8. August, hatte sich eine größere Anzahl dieser Teilnehmer nach Freiberg begeben, wo man den Abend gemeinsam im Brauhof-Salon verbrachte.

Am Sonntag, den 9. August, wurde unter der Führung von Oberbergrat Prof. Dr. Beck und Oberbergrat Prof. Dr. Kolbeck die Kgl. Bergakademie besichtigt. In dem geologischen Sammlungssaal war eine Ausstellung von Belegstücken zu der aktuellen Gneisfrage bereit gemacht, die von Herrn R. Beck erläutert wurde. Neben den mineralogisch-geologischen Sammlungen und dem großen Lager verkäuflicher Mineralien, Gesteine und Petrefakten in der Kgl. Mineralienniederlage*) interessierten die Besucher auch die neu gebauten und modern ausgestatteten Institute für Hüttenkunde, Probierkunde, Metallographie und Markscheidekunde.

Um 10 Uhr 28 Min. verließ man Freiberg unter Führung des Herrn Dr. C. Gäbert zur Fahrt nach Öderan. Es wurden zunächst die als Metzdorfer Glimmertrapp bekannten Sedimentärgneise genauer untersucht. Einer der früheren Beschreiber dieses Gebietes, Herr Landesgeologe Prof. Dr. Jentzsch, war während dieser Strecke mit bei der Partie. Mit großem Interesse wurden die Aufschlüsse an der Bahnlinie unweit der Metzdorfer Parkettfabrik betrachtet und diskutiert, wo schieferige Hornfelse im Kontakt mit Augengneis aufgeschlossen sind. Der Nachmittag war der Gegend von Olbernhau gewidmet, wo übernachtet wurde.

Montag, den 10. August, waren bis an den Fuß des nachmittags erreichten Haselsteins Wagen benutzt, so daß man

*) Die Kgl. Mineralienniederlage hat inzwischen die auf den Exkursionen der Gesellschaft aufgesuchten Gesteine, besonders auch schöne angeschliffene Belegstücke von der Riesenburg, zum Verkauf bereit gestellt.

in relativ kurzer Zeit ein großes Gebiet bestreichen konnte. Die als echte Granite sich überzeugend offenbarenden grobflaserigen Gneise waren besonders schön bei Deutsch-Neudorf aufgeschlossen. Auf den Halden des letzten Versuchsschachtes von Böhmisch-Katharinaberg konnte man sich gute Belegstücke für die dort im roten Gneis aufsetzenden Erzgänge verschaffen, die sich vom gewöhnlichen Typus der kiesig-blendigen Bleierzformation durch die reichliche Beteiligung von Flußspat und von mikroskopischem Zinnstein unterscheiden. Vom Riesengneisfelsen des Haselsteins, wohin man sich nach dem zu Böhmisch-Einsiedel eingenommenen Mittagessen begeben hatte, schaute man nach Böhmen hinab, wohin nun die Exkursion sich wandte. Die Nacht wurde in etwas engen Quartieren zu Osseg verbracht.

Dienstag, den 11. August, morgens, wurde der Glanzpunkt dieser Exkursion, das Gebiet der malerischen Ruine Riesenburg, besucht. An mehreren Felswänden wurde hier die Durchtrümerung des Hornfelses (Sedimentärgneis) durch granitische Bänder (teilweise von der Struktur eines Muscovitgneises) eingehend untersucht. Die sehr lebhafte Diskussion, die sich nach einer wissenschaftlichen Deutung der Aufschlüsse durch Herrn C. Gäbert entwickelte, brachte vielfach gegenseitige Aufklärung und infolgedessen Annäherung in den Auffassungen. Besonders wurde die Existenz sehr bedeutender Faltungserscheinungen, die während und nach der Injektion mit granitischem Magma sich eingestellt haben müssen, allseitig anerkannt.

Alsdann fuhr man von Osseg nach der oben auf dem Kamm des Erzgebirges gelegenen Station Moldau, wo Herr R. Beck die Führung übernahm. Nach einer Besichtigung des Phyllitgebietes bei Moldau erreichte man mit Wagen die ehemalige Paradiesfundgrube bei Altenberg und dieses selbst. An der genannten Grube wurde der Schellerhauer Granit und die Greisenbildungen in ihm an dem Haldenmaterial studiert. Bei Altenberg wurde die Pinge besucht, wobei Herr Bergverwalter Schmidt auch durch die Tagesanlagen der Zinnerzgruben und die Aufbereitung führte. Durch Demonstration von Granitgängen im Granitporphyr in der Pinge konnten die Altersverhältnisse der verschiedenen Gesteine klar vor Augen geführt werden.

Mittwoch, den 12. August, war leider das bis dahin gute Wetter rauh und regnerisch geworden. Sogar etwas Schneegestöber war vorübergehend zu bemerken. Trotzdem

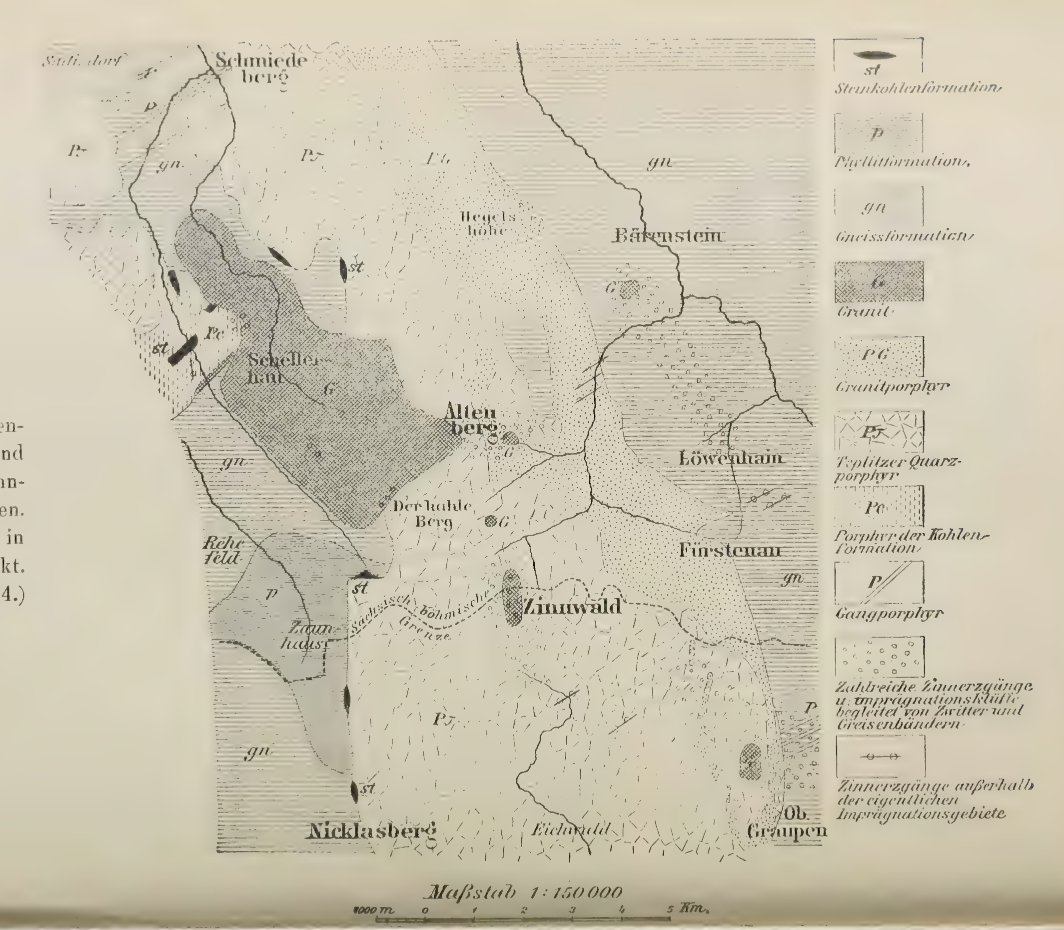


Fig. 1.

Geologische Kartenskizze der Gegend von Altenberg, Zinnwald und Graupen. (Nach DALMER in Zeitschr. für prakt. Geol. 1894, S. 314.)

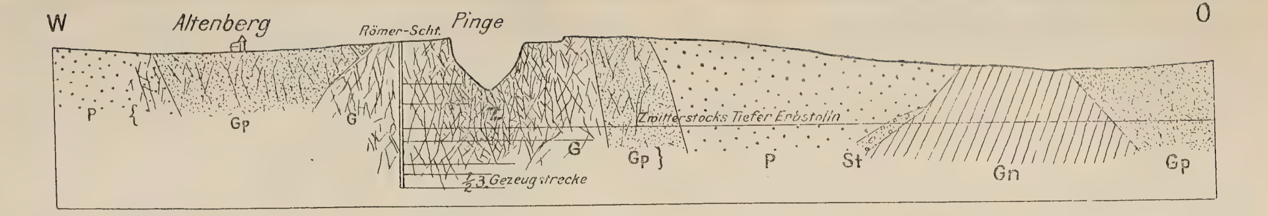


Fig. 2.

Profil von Altenberg in der Richtung nach O. (Nach K. DALMER.)

P Teplitzer Quarzporphyr. *Gp* Granitporphyr. *G* Granit. *Z* Zwitterstock. *Gn* Biotitgneis. *St* Konglomerate und Sandsteine der Steinkohlenformation. { } West- und Ostgrenze der Durchtrümerung mit Zinnsteinklüften.

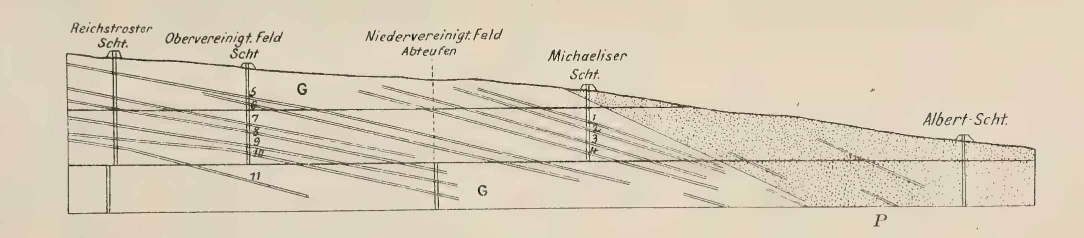


Fig. 3.

Profil durch den nördlichen Teil des Zinnwalder Granitstockes. (Nach K. DALMER.)

G Granit, zum größten Teil in Greisen verwandelt. *P* Teplitzer Quarzporphyr. *1—4* Die Michaeliser Flöze. *5* Das Tageflöz. *6* Das Oberflöz. *7* Das Orgelflöz. *8* Das Mittelflöz. *9* Das obere kiesige Flöz. *10* Das niedere kiesige Flöz. *11* Das artige Flöz.

wurde das Programm vollständig durchgeführt. In Zinnwald wurde die Exkursion von Herrn Bergwerksdirektor ERMISCH, Bergingenieur EISENTRAUT und Obersteiger THIELEMANN mit den Bergwerksanlagen bekannt gemacht. Eingefahren wurde in die der Firma S. und A. PELS gehörige Gnade Gottes Fundgrube, wo die Zinnerzflöze im Granit und Quarzporphyr, Greisenbildungen und Granitgänge vorzüglich aufgeschlossen waren. Beim Mittagessen gedachte man durch ein Begrüßungstelegramm des hochverdienten letzten Erforschers der Gegend von Altenberg-Zinnwald, des inzwischen leider nach langer Krankheit aus dem Leben geschiedenen Dr. KARL DALMER.

Zu Fuß erreichte man das Mückentürmchen mit seiner leider durch Nebel getrübten berühmten Aussicht auf das böhmische Mittelgebirge und von hier aus den Endpunkt der Exkursion, Eichwald-Teplitz. Das Wetter hatte sich inzwischen wieder etwas gebessert.

II. Bericht über die Exkursion in das Böhmische Mittelgebirge.

Hierzu 9 Textfiguren und eine Texttafel.

Von Herrn J. E. HIBSCH.

Karten: HIBSCH, Geologische Karte des Böhmischen Mittelgebirges, 1 : 25000, Blätter Teplitz-Boreslau, Milleschau-Kostenblatt, Aussig, Großpriesen, Bensen und Rongstock-Bodenbach. — Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:75000, Blatt Aussig-Leitmeritz, Zone 3, Kol. X., geologisch koloriert, nach vorhergegangener Bestellung bei der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien. — v. HAUER, Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ungar. Monarchie, 1:576.000, Blatt I und II (Böhmen). — LEPSIUS, Geolog. Karte des Deutschen Reiches, 1:500000, Bl. 19: Dresden und Bl. 20: Görlitz. — A. E. REUSS, Geogn. Karte der Gegend zw. Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen, 1:144000.

Literatur. Man vergl. besonders: HIBSCH, Erläuterungen zur geolog. Karte des Böhm. Mittelgebirges, Wien 1906—1908. Außerdem die in den Exkursions-Plänen f. d. 53. allg. Vers. d. D. g. Ges. in Dresden auf Seite 18—20 mitgeteilte Literatur.

I. Tag. Von Teplitz zum Donnersberge (Milleschauer). Dorf Milleschau. Durchs Wopparner Tal zur Elbe. Elbtal von Lichtowitz bis Aussig.

Die Exkursionen im Böhmischen Mittelgebirge verfolgten den Zweck, im Anschluß an die Erzgebirgsexkursionen einen allgemeinen Überblick über den geologischen Aufbau des

Gebietes zu geben. Der erste Tag führte in den westlichen Teil des Gebietes, wo die miocänen Braunkohlengebilde sich an die älteren oligocänen Gebietsteile anlegen. Auch zeigte die Exkursion die Auflösung des vulkanischen Gebietes im Südwestteile in zahlreiche einzelne Kegel und das Verhältnis des Mittelgebirges zu der südlich angrenzenden Kreide-Landschaft.

Um 7 Uhr morgens fuhr man vom Marktplatze in Teplitz-Schönau zwischen den Porphyrhügeln, welche die Stadt südlich und östlich begrenzen, bis an das Ende der Prager Straße. Hier wurden die Wagen für einige Zeit verlassen, um den Sandberg zu besteigen. Der Sandberg besteht aus Quarzporphyr, durchsetzt von Granitporphyrgängen. Er bildet die südöstliche Ecke des großen permischen Gangstockes von Quarzporphyr, welcher das Erzgebirge durchquert, aus diesem Gebirge nach Süden vortritt, unter der Bedeckung von Kreide- und Tertiär-Sedimenten bei Teplitz wieder emportaucht und hier sein südliches Ende erreicht. In den Spalten dieses Quarzporphyrs zirkulieren die Thermalwasser von Teplitz-Schönau.

Im Süden wird der Sandberg von Kreide-Sedimenten umgeben, welche aus cenomanen Porphyrgeröllen, Konglomeraten, Sandsteinen und Hornstein, ferner aus oberturonen Mergeln bestehen. Die cenomanen Ablagerungen sind nur wenig mächtig, einige Zentimeter bis 1,75 m, die oberturonen Mergel hingegen erreichen die Mächtigkeit von rund 200 m. Letztere gliedern sich in kalkärmere Mergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* und in kalkreichere der Stufe des *Scaphites Geinitzi* und *Spondylus spinosus*. Nur die Mergel der oberen *Cuvieri*-Stufe treten am Südfuße des Sandberges bei rund 215 m Meereshöhe zutage. Wenn man am Gehänge des Sandberges emporsteigt, so trifft man bei 220—240 m Seehöhe die cenomanen Konglomerate an, die aus Porphyrgeröllen mit einem Kitt von Hornstein bestehen. Die älteren cenomanen Ablagerungen befinden sich darnach noch in höherem Niveau als die jüngeren Sedimente des Oberturon („Klippen-Facies“).

Auf der Höhe des Sandberges wird der Quarzporphyrkörper von einem an 120 m mächtigen, NW streichenden Gange von Granitporphyr durchsetzt, welcher infolge von Verwitterung in einen grobkörnigen Grus aufgelöst ist. Der Grus wird zur Wegbeschotterung seit langen Jahren gewonnen. Dadurch ist an Stelle des Ganges jetzt ein an 100 m breiter Graben getreten, der von steilen Porphyrwänden beiderseits

begrenzt wird. Aus diesem Graben bestieg man dann den Rücken des Sandberges und genoß während der weiteren Wanderung den allerdings durch die Ungunst des Wetters einigermaßen beschränkten, aber immerhin äußerst lehrreichen Ausblick auf Teplitz-Schönau und auf das nördlich von Teplitz sich ausdehnende miocäne Braunkohlenbecken, im Norden durch den Steilabsturz des Erzgebirges begrenzt, und auf die nach Süden bis zum Donnersberge reichende Hügellandschaft des vulkanischen Mittelgebirges.

Am Ostrande des Quarzporphyrkörpers angelangt, beobachtete man die direkte Überlagerung des Quarzporphyrs und der cenomanen Konglomerate durch die hell gefärbten oberturonen Mergel. Unter- und mittelturone Sedimente treten hier nicht auf. Die Mergel fallen allseitig vom Porphyrkörper ab. Auf der Nordseite des Porphyrhügels sind die Mergel verkieselt („Hornsteinpläner").

Nach kurzer Wanderung in südlicher Richtung gelangte man zu den spärlichen Resten von mitteloligocänen Sanden, welche zwischen 260 m und 280 m Meereshöhe südwestlich des überragenden Schloßberges liegen. Reichlich verstreut finden sich oligocäne, auf konkretionäre Weise aus den Sanden hervorgegangene Quarzitblöcke.

Nach wenigen weiteren Schritten betrat man dann die miocänen bräunlichgrauen Braunkohlenletten, welche die oligocänen Sande diskordant überlagern.

Entlang des Südfußes des Schloßberges ging man dann über die Basalt- und Phonolithhügel der Lißnitze gegen das Dorf Wisterschan, berührte dabei das Lößvorkommen auf der Lee-Seite der Lißnitze, ferner den durch einen Steinbruch aufgeschlossenen Westrand der großen schildförmigen Decke von Feldspatbasalt nordöstlich Wisterschan.

Im Dorfe Wisterschan wurden wieder die Wagen bestiegen, welche inzwischen von Teplitz auf der Straße nach Wisterschan gelangt waren. In rascher Fahrt wurde Neuhof erreicht und der nördlich von dem Fußwege zum Meierhofsgebäude durch einen Steinbruch aufgeschlossene ausgezeichnete Nephelinphonolith aufgesucht. Von Neuhof begab man sich dann zu den durch tiefe Gräben und Schottergruben angeschnittenen Kohlenbrandgesteinen nördlich des Dorfes Nechwalitz. Die Kohlenbrandgesteine daselbst sind teils einfach hart gebrannte, hellrot gefärbte Scherben, teils geschmolzene, schwarz oder schwarzviolett gefärbte Schlacken. Mit den Braunkohlenletten sind auch die überlagernden diluvialen Hochterrassenschotter und Lößlehme durch den Brand des benachbarten Kohlenflözes

gefrittet und in den gefalteten Letten eingeknetet worden. (Fig. 5, Seite 37 in TSCHERMAKs M. P. M. XXVII.) Diese Tatsache überzeugte die Exkursionsteilnehmer, daß die Nechwalitzer Kohlenbrände während des jüngeren Diluvims stattgefunden haben und nicht durch die tertiären Basalteruptionen angestiftet worden sind.

Der in der Nachbarschaft bei guten Aufschlußverhältnissen zugängliche Ausbiß des Braunkohlenflözes war im Sommer 1908 vom Braunkohlenletten bedeckt. Deshalb wurde dieser Ort nicht besucht.

Von den Kohlenbrandgesteinen stieg man dann in die Goslike hinab und besuchte die durch Steinbruchsbetrieb prächtig erschlossene Rosette von radial angeordneten Säulen des Feldspatbasalts. (Fig. 9, Seite 54 in TSCHERMAKs M. P. M. XXVII.)

Von der Goslike gelangte man mit den inzwischen von Neuhof eingetroffenen Wagen ins Bielatal und von hier über die Flur „Fohle", wo Gneis neben oberturonem Mergel unter den Miocän-Gebilden zutage tritt, nach dem Dorfe Schallan. Das Auftreten von miocänen Kohlenflözen nächst diesem Dorfe ist in TSCHERMAKs Min. u. Petr. Mitt. XXVII, Seite 33 beschrieben. Über Boreslau fuhr man hierauf in die Flur „Paschkopole" zu dem bekannten Fundorte der schönen Augitkrystalle, welche als größere Ausscheidlinge in einem schlackig entwickelten und sehr leicht verwitternden leucitführenden Feldspatbasalte auftreten, durch die Verwitterung des Einschlußmittels aber bloßgelegt worden sind. Eine Analyse dieser Augite ist in TSCHERMAKs M. u. P. Mitt. XXVII, Seite 55 und 270 gegeben.

Über Pilkau bestieg man dann den Phonolithkegel des Donnersberges (Milleschauers), den bis 835 m Seehöhe ansteigenden Kulminationspunkt des Böhmischen Mittelgebirges.

Der Landstrich zwischen dem Donnersberge und dem Bielatale steigt von Nord gegen Süd in Terrassen an. Diese Höhenstufen sind infolge Ost-West gerichteter Verwerfungen zustande gekommen. Die nördlichste dieser Stufen überstieg man in der oben genannten Flur „Fohle". Südlich von ihr breitet sich das miocäne Schallaner Kohlenfeld aus bis südlich von Boreslau. Das Kohlenfeld und die auftretenden Flöze sind in TSCHERMAKs Min. u. P. Mitt. XXVII, Seite 33 und 34 erörtert. Über eine zweite Verwerfung steigt man südlich Boreslau aus dem Miocänbecken auf das horstartige Oligocängebiet von Pilkau, über welchem sich der Donnersberg erhebt. Wie in der Fohle treten auch an der Basis der südlichsten

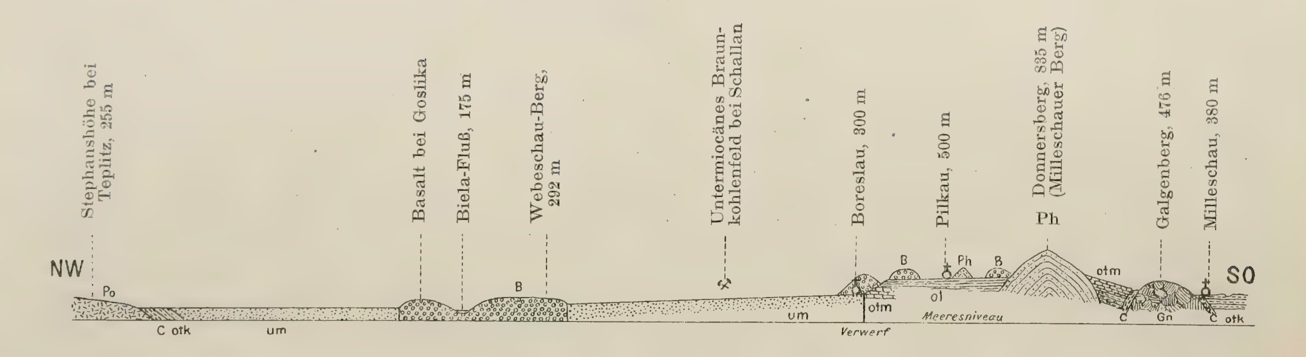


Fig. 4.

Ideales Profil durch den südwestlichen Teil des böhmischen Mittelgebirges vom Dorfe Milleschau über den Donnersberg in NW-Richtung zur Stephanshöhe bei Teplitz. (Nach Hibsch, Geol. Aufbau des Böhm. Mittelgebirges, S. 8.)

Gn Gneis des Galgenberges. *Po* Quarzporphyr der Stephanshöhe bei Teplitz. *B* Basalt. *Ph* Phonolith. *C* Cenomane Klippenfacies. *otk* Oberturone Kalkmergel. *otm* Oberturone Tonmergel. *ol* Oberoligocäne Tone. *um* Kohleführende Schichten untermiocänen Alters.

Terrasse bei Boreslau die turonen Liegendschichten unter den tertiären Letten zutage.

Entlang der genannten Verwerfungen reihen sich in Ost-West-Richtung zahlreiche Eruptivkörper aneinander, welche vorzugsweise in der jüngeren (miocänen) Eruptionsperiode ausbrachen. (Siehe Fig. 1 der Tafel und Textfigur 4.)

Nach der Mittagsrast begab man sich auf den in Verbindung mit der Wetterwarte auf der Spitze des Donnersberges erbauten Aussichtsturm, welcher eine weite, über einen großen Teil von Nordböhmen reichende Aussicht bietet: im Norden die Erzgebirgsmauer, vor ihr die Braunkohlenmulde, ringsum die vielen Kegel und Höhen des vulkanischen Mittelgebirges, welches sich südlich vom Donnersberge in einzelne Kegelberge auflöst, während entlang der östlich vom Donnersberge gelegenen Talfurche der Elbe und östlich des Elbtales die Eruptivmassen zusammenhängend und plateaubildend auftreten. In südlicher Richtung breitet sich das flache Kreideland, durchflossen von den Flüssen Eger und Elbe, aus. (Siehe den rechten Teil von Fig. 2 der Texttafel.)

Aufs höchste überrascht beim Rundblick vom Donnersberg die große Anzahl von einzelnen Kuppen und isolierten Kegeln von Phonolith und Basalt, in deren Mitte sich der Beschauer befindet. Diese isolierten Eruptivkörper sitzen zumeist auf ihrem Eruptionsschlot auf. (Wostray in Fig. 2 auf der Tafel.) Die aus Basalt bestehenden pflegen sich dann nach unten trichterförmig in ihren Schlot zu verschmälern. In der unmittelbaren Umgebung vieler Phonolithkegel erscheinen die älteren Sedimente rings um den Phonolithkörper mehr oder weniger steil aufgerichtet und an ihrer unteren Seite entlang der Berührungsflächen mit dem Phonolith metamorphosiert. Diese Erscheinung beweist untrüglich ein aktives Empordringen des Phonoliths und ein lakkolithenartiges Aufwölben der Sedimente durch das Eruptivgestein.

Diese Verhältnisse, welche auch der Donnersberg an seinem Süd- und West-Abhange zeigt, fanden ihre Darstellung beim Profile des Donnersberges in Fig. 2 der Texttafel und im Profil des Ziegenberges, Fig. 4 der Texttafel. Das Gestein des Donnersberges ist ein trachytischer Phonolith. Seine Zusammensetzung ist nachzusehen in Tschermaks M. P. M. XXIV, S. 287.

Vom Donnersberge stieg man nach Süd ab, ging entlang der Gneiskuppe des Galgenberges (Fig. 2 der Texttafel) zum Dorfe Milleschau und gelangte aus dem Oligocängebiete in das durch Abtrag bloßgelegte Kreidegebiet, beobachtete in Milleschau den schlotförmigen Basaltkörper, auf welchem das Schloß

Milleschau aufgebaut ist, und mehrere kräftige Quellen, die neben diesem Basaltkörper aufsteigen. Dann wandte man sich östlich dem Dorfe Wellemin und dem in Gneis eingerissenen Wopparner Tale zu. Beim Dorfe Wellemin betrat man zunächst den Bahnkörper der Aussig—Teplitzer Eisenbahn, um die entlang dieser Bahn aufgeschlossenen cenomanen Sandsteine und Konglomerate zu besichtigen, welche östlich Wellemin wieder unter den überlagernden turonen Mergeln hervortreten und auf den allbekannten Gneisen des Wopparner Tales aufruhen. Das gesamte vorhandene Cenoman erreicht hier eine Mächtigkeit bis 30 m und besteht zu unterst aus Konglomeraten, denen grob- bis mittel- und feinkörnige Sandsteine folgen. Den Abschluß des Cenomans nach oben bildet eine nur wenige Zentimeter mächtige feinkörnige sandige Schicht, die nach den Beobachtungen von G. Irgang besonders reich an cenomanen Tierresten ist. Bei Kilom. 28,2 der Aussig—Teplitzer Bahn durchbricht ein kleiner Schlot von Leucitbasalt mit Biotit- und Augit-Ausscheidlingen die cenomanen Sandsteine. Die exogene Kontaktwirkung des Basaltes ist eine nur geringe; als endogene Kontakterscheinung muß die glasige Ausbildung der Randteile des Basaltkörpers angesehen werden. Entlang der rasch nach Osten sich senkenden Eisenbahn gelangt man bei der im allgemeinen horizontalen Lagerung der Kreide-Sedimente bald in die Liegend-Konglomerate und in den Gneis. In dem Bahneinschnitt westlich der Schwarztaler Mühle tritt in rätselhafter Verbindung mit Gneis ein permisches Konglomerat mit großen Geröllen von Quarzporphyr und einem Bindemittel des gleichen Gesteins auf.

Da die Zeit inzwischen vorgerückt war und das von Groß-Tschernosek nach Aussig abgehende Schiff voraussichtlich nicht mehr erreicht werden konnte, wurde die weitere Exkursion abgeändert. Anstatt durch das untere Wopparner Tal zur Elbe und nach Groß-Tschernosek zu gehen, stieg man östlich der Schwarztaler Mühle auf das Plateau „Dobrai“ empor und ging über dasselbe nach dem Orte Lichtowitz.

Auf der „Dobrai“ wird das Gneisplateau wieder von turonem Pläner bedeckt, der stellenweise verkieselt als „Hornsteinpläner“ auftritt.

Die ebene Fläche des Dobrai-Plateaus ist zustande gekommen durch die Rasionsarbeit der diluvialen Elbe, welche im älteren Diluvium ihren Lauf über das Plateau nahm. Ein großer Teil des Plateaus ist auch heute noch bedeckt mit altdiluvialen Schottern, die hier bis rund 300 m Seehöhe reichen, demnach 160 m über dem Elbspiegel von heute

(Lobositz 137 m) liegen. Während des mittleren Diluviums sägte sich die Elbe eine schmale Rinne in den steil aufgerichteten Gneis. Am Nordende dieses Durchbruches liegt das Dorf Lichtowitz. Steinbrüche auf beiden Seiten der Elbe bieten gute Aufschlüsse im Gneis. Der Gneis ist ein Eruptivgneis, an seinem Südostrande umgeben mit einer Zone von Glimmerschiefer. Im unteren Teile des Wopparner Tales durchbricht Quarzporphyr den Gneis.

Von Lichtowitz fuhr man dann mit dem Schiff elbabwärts bis nach Aussig. Während der Fahrt war Gelegenheit, vom Schiff aus die landschaftlichen Reize des Elbtales zu genießen und auch die allgemeinen Züge des geologischen Aufbaues dieses Gebietes kennen zu lernen. Von Lichtowitz abwärts bestehen die Gehänge des Elbtales bis zu Seehöhen von nahezu 400 m aus turonen Mergeln; darüber folgen oligocäne Sande, welche wieder von basaltischen Tuffen und Basalt- bzw. Tephrit-Decken überlagert werden. Von Zirkowitz und Salesel an bis Aussig aber trifft man die oligocänen Sande schon bei 150 m bis 200 m an. In diesen tieferen Horizont sind sie durch Senkung geraten. Beide Gebiete werden durch eine Verwerfungsspalte getrennt, auf welcher ein Gangstock von Basalt sitzt, der südlich von Salesel die Elbe übersetzt.

Der Aufbau der Elbtal-Gehänge von Salesel abwärts ist durch Profil Nr. 3 der Tafel und Textfigur 6 und 7 illustriert. Ein Vergleich der in den Textfiguren 6 und 7 dargestellten Profile untereinander zeigt einen raschen und mannigfachen Wechsel in den basaltischen Decken zu beiden Seiten der Elbe südlich Aussig, welcher auf zahlreiche basaltische Ausbrüche von nicht großem Umfange in diesem Teile des Mittelgebirges schließen läßt.

Gegen 7 Uhr abends erreichte man Aussig und bezog die Quartiere.

II. Tag. Von Aussig über Wolfschlinge nach Kojeditz. Hohe Wostray. Schanzberg. Schreckenstein. Über Wannow zum Workotsch (Humboldtfelsen). Aussiger Marienberg. Durch den Berthagrund nach Aussig.

Die Exkursion des zweiten Tages zeigte den Aufbau der Gehänge des Elbtales im zentralen Teile des Böhmischen Mittelgebirges: zu unterst oligocäne Sande; darüber vielfache Lagen von Basalttuffen und Decken von Basalten; diese wieder überlagert von Tephrittuffen und Tephritdecken; dazwischen Phonolith-Lakkolithe; an den Gehängen diluviale Schotter.

Früh morgens fuhr man von Aussig mit der Straßenbahn bis zur Endstation in Schönpriesen, setzte über die Elbe und ging in der engen Talschlucht von Wolfschlinge nach Kojeditz. Gleich südlich des Ortes Wolfschlinge führt der Weg steil über einen das Tal querenden Gangstock von Feldspatbasalt, der z. T. säulig-abgesondert, z. T. schlackig-porös entwickelt ist. Über den Gangstock stürzt ein kleiner Wasserfall herab. Weiter südlich folgt über dem Basalte Basalttuff.

Aus dem Basalttuffe treten nördlich des Dorfes Kojeditz bei 280—300 m oligocäne Sande, steil aufgerichtet, hervor. Neben den Sanden, an dem vom Dorfe Kojeditz herabkommenden Bache, stehen oberturone Mergel an, die dann auf dem Scheitel des östlich vom Bache sich erhebenden Hügels bis

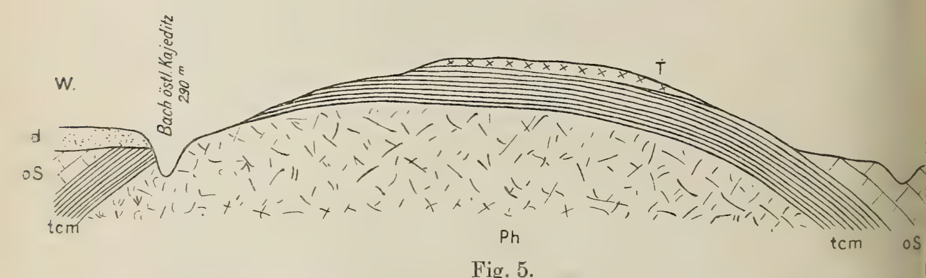


Fig. 5.

Der Phonolith-Lakkolith bei Kojeditz, geschnitten von W nach O. 1:5000. (Nach Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 21, 1902, S. 571.)

Ph Phonolith. *tcm* Oberturoner Tonmergel.
oS Oligocäner Sand. *d* Lehm. *T* Tephritblöcke.

360 m emporreichen. Diese ganz abnormen Lagerungsverhältnisse sind verursacht durch das Empordringen von Phonolith, welcher lakkolithenförmig in die oberturonen Mergel eingepreßt wurde und sie emporwölbte. Mit den Mergeln wurden auch die überlagernden oligocänen Sande aufgerichtet und über die Basalttuffe gehoben. Mergel, Sande und Tuffe fallen jetzt allseitig vom Phonolith-Lakkolithen ab. Das schon genannte Bächlein hat den Lakkolithen mit seinen Hüllen an der Westseite angeschnitten. (Siehe Textfigur 5.) Am Verlauf der Absonderungsflächen im Phonolithkörper erkennt man einen zwiebelschaligen Bau.

Auf der Südseite des Lakkolithen angelangt, stieg man dann auf die Hangend-Mergel über dem Phonolith. Die Mergel sind hier durch eine Grube gut aufgeschlossen und zeigen allda einen geringen Grad einer Kontaktmetamorphose. Durch

den metamorphen Mergel setzt ein schmaler Gang von glasreichem Feldspatbasalt.

Die Entstehung dieses Lakkolithen fällt in die Zeit der älteren (oligocänen) Eruptionsperiode.

Vom Kojeditzer Lakkolithen stieg man in südsüdwestlicher Richtung auf das basaltische Plateau von Sedl empor, über welchem sich der aus tephritischen Eruptionsprodukten aufgebaute Kegelberg der Hohen Wostray (585 m Seehöhe) erhebt. (Fig. 3 der Tafel.) Am Fußwege, welcher sich auf der Südseite des Kegels emporwindet, stehen feinkörnige graue und rote Tephrittuffe an, auf der Westseite, schon nahe dem Gipfel, umschließt der Tuff große Tephritblöcke. Besondere Aufmerksamkeit zog der an 20 m mächtige Gang von Leucittephrit auf sich, welcher von ONO nach WSW den Berg durchsetzt und offenbar die Ursache gewesen ist, weshalb dieser Teil der über den Basaltdecken ursprünglich allgemein vorhandenen tephritischen Bedeckung nicht auch dem Abtrag verfallen ist.

Der Körper von Leucittephrit ist säulenförmig abgesondert und am Gipfel des Berges als Glastephrit entwickelt. Die Gipfelfelsen lenken die Magnetnadel sehr stark ab.

Leider war die Aussicht vom Berge durch die Ungunst des Wetters sehr beeinträchtigt. Bei klarem Wetter bietet die Hohe Wostray eine außerordentlich schöne und geologisch lehrreiche Aussicht über die plateauförmig ausgebreiteten Basaltdecken des zentralen Mittelgebirges und die den Basalten aufgelagerten Reste vom jüngeren Tephrit-Systeme. Dann überrascht der auf dem Gipfel sich plötzlich eröffnende Einblick in den tiefen Graben des Elbtales, dessen Wände vom 585 m hohen Wostray-Gipfel 450 m jäh hinabstürzen bis zu 130 m Meereshöhe.

Für den Abstieg von der Hohen Wostray wurde der „Laubwaldweg“ gewählt, der entlang des Westabhanges mit schönen Blicken ins Elbtal nach dem Dorfe Neudörfel führt. Auf der Westseite tritt am Wege wieder der Leucittephrit-Gang aus den tephritischen Brockentuffen hervor. Die Brockentuffe selbst reichen schlotförmig in die Tiefe. (Vergl. den Ostrand von Fig. 3 der Tafel.) Weiter nördlich treten am Fußwege und an der Fahrstraße nach Neudörfel rot gefärbte, tuffähnliche Schlackenbasalte zutage. Bei den ersten Häusern von Neudörfel betrat man den von der Straße westwärts gegen die Burg Schreckenstein führenden Fußweg. Auch westlich von Neudörfel steht wieder schlackiger Feldspatbasalt an mit zahlreichen Ausscheidungen von schönen Augit-Krystallen. In ihm setzt ein mauerartig hervortretender Gang von Monchiquit

auf. Dann stieg man, z. T. pfadlos, über die verschiedenen Decken von Basalt und Tuff-Lagen herab zu dem seit lange bekannten Auftreten von doleritischem Nephelinit im dichten Nephelinbasalt am Schanzberge östlich vom Schreckenstein. (Siehe Textfigur 6 und rechten Teil von Fig. 3 auf der Tafel.) Chemische Analysen des Nephelinits und des Nephelinbasalts sind in den Erläuterungen zu Blatt Aussig (TSCHERMAKS M. u. P. M. XXIII, S. 342) gegeben.

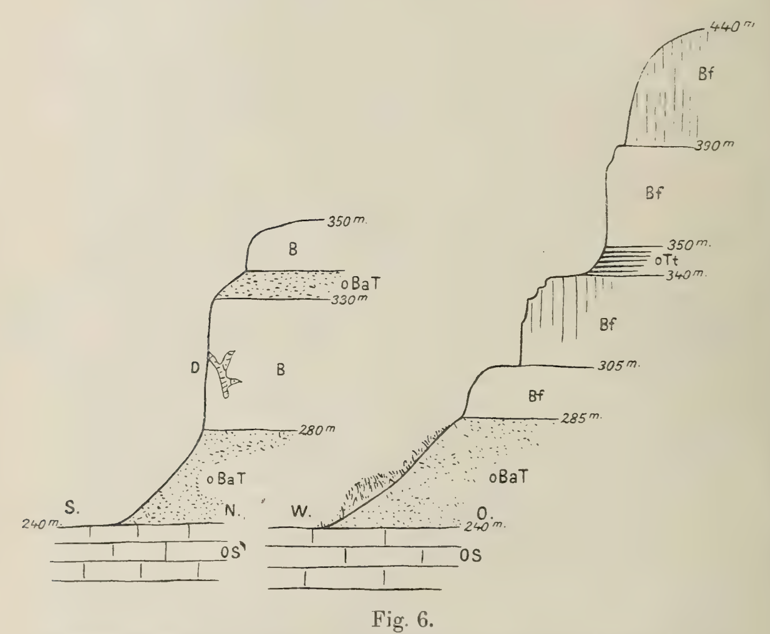


Fig. 6.

Schematisierte Querprofile der Gehänge des rechten Elbufers (links: durch den Südabhang des Schanzenberges östl. der Burg Schreckenstein, SN gerichtet: rechts: durch den südl. Teil des Schanzenberges östl. vom Dorfe Schreckenstein, WO gerichtet. 1:3000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 334; 1904).

OS Oligocäner Sand. *oBaT* Basalttuff. *oTt* Tuffit. *Bf* Feldspatbasalt. *B* Nephelinbasalt. *D* Doleritischer Nephelinit.

Nach kurzem Wege mit schönen Aufschlüssen im Basalttuff wurde dann der kleine stockförmige Phonolithkörper mit der alten Burg Schreckenstein erreicht.

Elbtal vom Workotsch bis Aussig. Vom Schreckenstein ging man entlang der Elbe bis gegenüber Wannow,

setzte über die Elbe und besuchte dann den Humboldtfelsen (Workotsch oder Ziegenrücken), einen Gang von Feldspatbasalt, säulenförmig abgesondert, mit schöner fiederförmiger Anordnung der Säulen, dessen Bild in alle Lehrbücher Aufnahme gefunden hat.

Der geplante Besuch des Wasserfalls oberhalb des Humboldtfelsens und der in große Säulen abgesonderten Decke von Basalt (Figur 7), über welche sich der Fall ergießt, mußte leider unterbleiben.

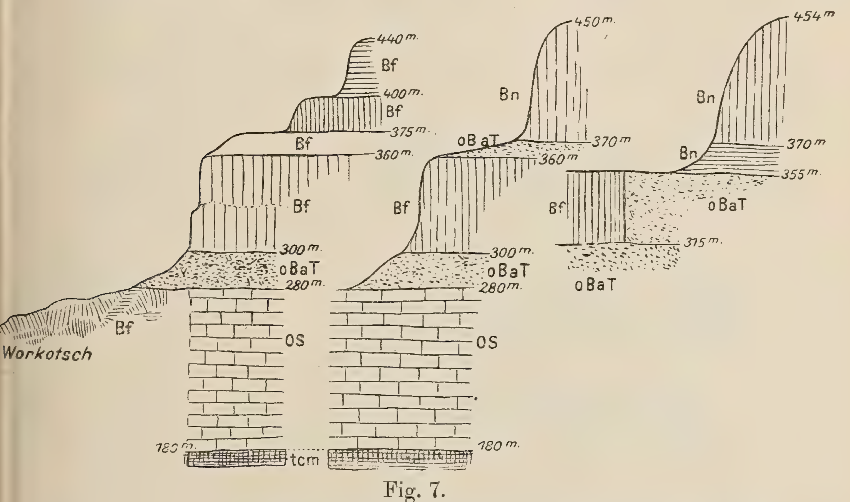


Fig. 7.

Schematisierte Querprofile der linken Gehänge des Elbtales (links: beim Workotsch; in der Mitte: nördlich vom Wasserfall beim Workotsch; rechts: bei den Weißen Wänden) zeigen den raschen Wechsel im geol. Aufbau. 1:5000. Richtung der Profile O—W. (Aus Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 333; 1904.)

tcm Oberturonischer Tonmergel. *OS* Oligocäner Sand.
Bf Feldspatbasalt. *Bn* Nephelinbasalt. *oBaT* Basalttuff.

Der Basaltgang des Workotsch durchsetzt oberturonen Mergel und die 100 m mächtigen oligocänen Sande (Figur 7), ohne nennenswerte Kontakterscheinungen in denselben hervorgerufen zu haben. Die gleichen oligocänen Sande sind in schwebender Lagerung am linken Elbufer vom Workotsch abwärts bis knapp vor Aussig gut zu beobachteu. Sie sind jedoch von Süd nach Nord durch die hier OW-streichenden miocänen Einbrüche staffelförmig in immer tiefere Lagen gesunken, so daß ihre Oberkante, welche beim Workotsch noch 280 m Seehöhe erreicht,

nächst Aussig bereits im Elbniveau, bei rund 130 m, liegt. Bei Aussig an der Ferdinandshöhe und an deren Ostabhängen auf der Elbseite, nächst dem Lagerhause der Firma Rößner & Schöppe, sind über den eingesunken Sanden nur noch die vier Basaltdecken, welche die oligocänen Sande überlagern, sichtbar. (Figur 8.)

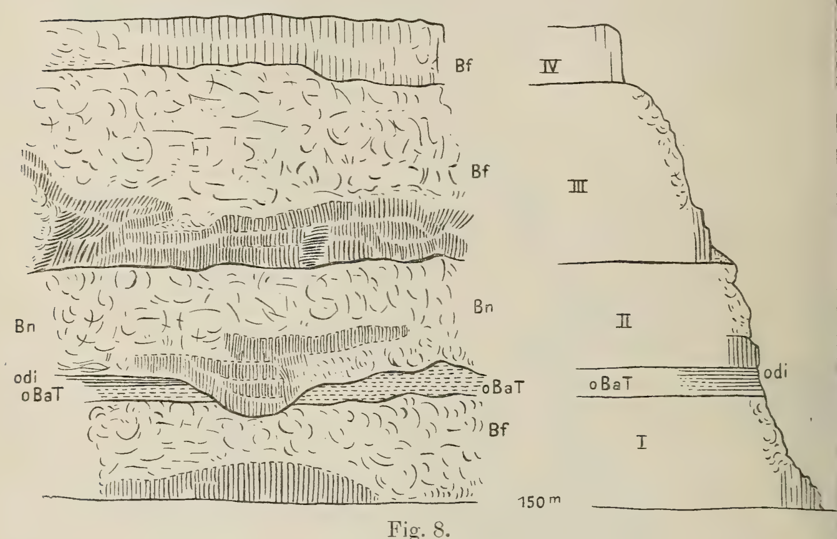


Fig. 8.

Ansicht (links) und Profil (rechts) der Felswand im Elbtale südlich Aussig hinter dem Lagerhause von Rössner & Schöppe am Ostabhange der Ferdinandshöhe. Überlagerung von 4 Basaltströmen, die an ihrer Basis säulenförmig abgesondert, im übrigen Teile ihres Körpers schlackig-porös entwickelt sind. 1 : 5000. (Aus Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 323; 1904.)

Bf Feldspatbasalt. *Bn* Nephelinbasalt. *oBaT* Basalttuff. *odi* Diatomeenschiefer.

Lakkolith des Marienberges bei Aussig. Nach kurzer Rast in Aussig wurde der Marienberg besucht. Dieser Berg bildet mit dem jetzt durch das Elbtal von ihm abgetrennten Steinberge am rechten Elbufer einen großen brotlaibförmigen Phonolithkörper, welcher z. T., namentlich an der Nord- und Ostseite, noch von den bei seiner Intrusion emporgewölbten Mergel-Hüllen bedeckt ist. Deshalb muß er als Lakkolith angesprochen werden. Bezüglich seiner Umhüllung, die wohl im Norden und Osten aus oberturonen Tonmergeln,

im Westen aber aus oligocänen Sanden besteht, ist der Lakkolith unsymmetrisch aufgebaut. (Siehe Textfigur 9.)

Der Phonolith ist ein nephelinfreier Natrolith-Phonolith. Seine chemische Zusammensetzung ist in TSCHERMAKs Min. u. P. Mitt. XXIII, Seite 330 gegeben. Er zeigt schöne säulenförmige Absonderung; die Längsachse der Säulen steht senkrecht auf den randlichen Abkühlungsflächen. Durch große Steinbrüche ist der ganze Gesteinskörper sehr gut aufgeschlossen. Die ungemein zahlreichen Blasenräume des Gesteins bergen prächtige Stufen von Mineralen (Natrolith, Apophyllit und seine Umwandlung in Calciumcarbonat mit Hyalith und Fluorit, Thomsonit, Calcit, Aragonit und Wad).

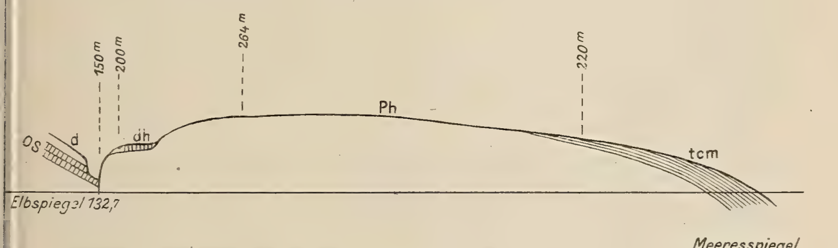


Fig. 9.
Querschnitt durch den unsymmetrischen Phonolith-Lakkolithen des Marienberges bei Aussig von SW nach NO. 1:10000.
(Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 23, S. 327; 1904.)
Ph Phonolith. *tcm* Rest der Hülle von aufgewölbtem Tonmergel.
OS Oligocäner Sand. *d* Löß. *dh* Hochterrasse.

Natrolith überzieht auch die Kluftflächen des Gesteins. Über die Reihenfolge der Mineralbildung in den Drusenräumen ist in TSCHERMAKs Min. u. P. Mitt. XXIII, S. 329 nachzusehen. Es ist erfreulich, daß Aussig gegenwärtig in Herrn J. SCHUBERT (Aussig, Große Wallstraße 34) wieder einen aufmerksamen Sammler besitzt, welcher die sich täglich beim Steinbruchsbetrieb ergebenden Mineralstufen birgt und zum Selbstkostenpreis an Mineralogen abgibt.

Erwähnenswert sind noch die zahlreichen Einschlüsse von metamorphen Mergeln, Nephelinsyenit und anderen Gesteinen in dem Marienberg-Phonolith, über welche Herr F. CORNU eine ausführliche Arbeit vorbereitet. Bis jetzt hat Herr CORNU bloß als vorläufiges Ergebnis in TSCHERMAKs M. u. P. Mitt. XXV, S. 249 eine Mitteilung unter dem Titel „Hibschit, ein neues Kontaktmineral“ veröffentlicht.

Von den in den Steinbrüchen vorhandenen reichen Mineraldrusen vermochten sich die Exkursionsteilnehmer nur schwer zu trennen. Nach geraumer Zeit erst verließ man die Brüche und stieg auf der nach dem Dorfe Ziebernik führenden Straße empor auf den Scheitel des Marienberges, wo sich interessante altdiluviale Schotterablagerungen vorfinden. Von da ging man auf der Nordostseite des Berges etwas nach abwärts und erreichte die Mergelhülle des Lakkolithen und den in einem Wassergraben sehr gut aufgeschlossenen unmittelbaren Kontakt von Phonolith und Mergel, welcher in TSCHERMAKs Min. u. P. Mitt. XXIII, S. 331 beschrieben ist.

Von da besuchte man noch die verhältnismäßig sehr hoch gelegenen und ganz rostig gefärbten diluvialen Schotter und Sande östlich Ziebernik. Die früher gehegte Neigung, diese Schotter und Sande als jungtertiär aufzufassen, mußte fallen, als in dem Schotter ein Backenzahn von Elephas antiquus gefunden worden war.

Der von hier geplante Aufstieg auf das Brand-Plateau, welches aus Tephrit-Tuffen und Decken von Leucittephriten besteht, konnte wegen vorgerückter Zeit leider nicht ausgeführt werden. Man besuchte nur noch das westlich von den diluvialen Sanden vorhandene Vorkommen von Sodalithsyenit mit auffallenden sphärischen Gebilden und kehrte dann durch die in Basalttuff eingenagte Schlucht des Bertha-Grundes nach Aussig zurück.

III. Tag. An diesem Tage wurde der Aufbau des Elbtales von Aussig bis Tetschen mit dem Essexitstocke und seinem Kontakthofe bei Rongstock studiert.

In diesem Mittelgebirgsteile herrscht die größte Mannigfaltigkeit der Eruptivgebilde in bezug auf Stoff und Form. (Fig. 4 und 5 der Tafel. — Textfiguren 10, 11 und 12.)

Man fuhr mit dem Dampfschiff früh von Aussig ab, zunächst durch den Elbe-Durchbruch zwischen Marienberg am linken und Steinberg am rechten Ufer und am Krebsberg bei Schönpriesen vorüber, dessen Basalt neuerdings schöne Drusen von Natrolith geliefert hat. Während der weiteren Fahrt sah man vom Schiffe aus deutlich die Oberkante des diluvialen Elbtales am rechten Ufer. Nachdem man am reizend gelegenen Dorfe Schwaden und dem Tollen Graben mit seinem großen Tuffaufschluß vorüber gefahren war, verließ man das Schiff in Wesseln und besuchte dann die Gänge von Monchiquit und Bostonit, welche im Lakkolith des tephritischen

Phonoliths am Ziegenberge bei Kilom. 524,2—524,3 der Strecke der St. E. B. G. aufsetzen. (Fig. 4 der Tafel.)

Eine Analyse des erwähnten Bostonits ist in TSCHERMAKs Min. Petr. Mitt. XXIV S. 303, Nr. I, die des Monchiquits in TSCHERMAKs Min. Petr. Mitt. XXI, Seite 552 gegeben.

Nach kurzem Gange durch die Dörfer Nestersitz und Pömmerle langte man dann an den guten Aufschlüssen an, welche durch den Bau der Staatsbahn bei Rongstock geschaffen wurden, und welche den Ort der heftigsten und mannigfaltigsten Eruptionen im Böhmischen Mittelgebirge umgeben. Etwa bei Kilom. 527,1 betraten die Exkursionsteilnehmer die Bahnlinie und durchwanderten das in Textfigur 10 gegebene Profil. Eine reiche Fülle von Gängen aus der Gefolgschaft des Essexits und des Sodalithsyenits tritt auf: Monchiquit, Mondhaldeït, Sodalithbostonit, ferner Trachyt. Die Gänge aus der Gefolgschaft des Essexits werden weiter elbabwärts abgelöst von einem jüngeren Trachyttuff, der wieder von einem Nephelinphonolith durchbrochen wird. Sowohl das Gestein des 300 m mächtigen Mondhaldeït-Ganges als auch das des Nephelin-Ponolith ist stellenweise als Eruptiv-Breccie entwickelt. Bei Kilom. 528,142 bis 528,27 der Staatsbahnstrecke tritt Nephelin-Porphyr als 10 m mächtiger Gang im Nephelin-Phonolith auf. Beschreibung und Analyse des Nephelinporphyrs findet man in den Erläuterungen zu Blatt Großpriesen, TSCHERMAKs Min. Petr. Mitt. XXI, Seite 575—577. Die Nephelinporphyre stellen die jüngsten Eruptivgebilde in der Umgebung von Rongstock dar. Für die bei Rongstock stattgefundenen Eruptionen konnte folgende Reihenfolge festgestellt werden:

Phonolith und Basalt.
Essexit. Ergüsse von Tephriten. Gänge aus der Ganggefolgschaft des Essexits.
Trachyt.
Nephelin-Phonolith. Tinguait.
Nephelin-Porphyr.

An anderen Orten des Mittelgebirges fanden nach den Tephrit-Ergüssen noch jüngere basaltische Eruptionen während des Miocän statt.

Nach kurzer Mittagsrast in dem freundlichen Orte Rongstock wurde dann der Essexitstock und sein Kontakthof begangen, welcher in den Erläuterungen zu Blatt Rongstock, TSCHERMAKs Min. Petr. Mitt. XIX, Seite 51 u. f. durch Wort und Bild dargestellt ist. (Siehe auch Texttafel Fig. 5.) Be-

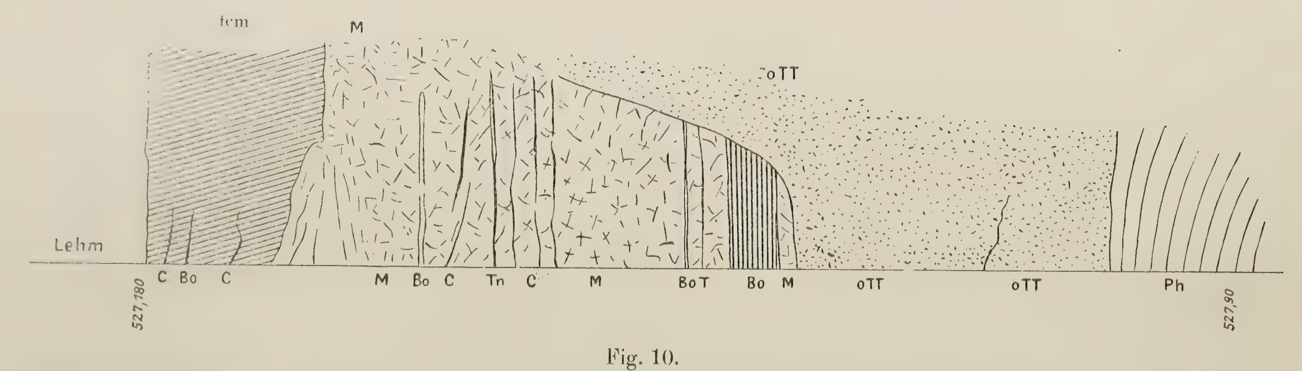


Fig. 10.

Profil zwischen Kilometer 527,180 und 527,90 an der Strecke der österr.-ungarischen Staatseisenbahngesellschaft nördlich Pömmerle. 1 : 5000. (Aus HIBSCH in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 21, S. 548; 1902.)

tcm Oberturoner Tonmergel. *C* Monchiquit. *M* Mondhaldeït. *Bo* Sodalithbostonit. *Tn* Nephelintephrit. *T* Trachyt. *oTT* Trachyttuff. *Ph* Nephelinphonolith.

sondere Aufmerksamkeit wurde im Essexitstock der schlierig entwickelten Zone zugewendet, welche bei Kilom. 528,82 der Staatseisenbahn angeschnitten ist, sowie den im Essexit aufsetzenden Gängen von Trachyt und Tinguait.

Beim Köhlergrunde wurde auf das Erzvorkommen daselbst hingewiesen und auf Grund neuer Aufschlüsse die Angaben in den genannten Erläuterungen dahin ergänzt, daß die Sulfide nicht allein im Mantel des Essexitstockes, sondern in einem alten, jetzt zugänglich gemachten Stollen auch gangförmig auf Klüften in einem Bostonitgange und entlang der Ränder desselben auftreten. Die bisweilen viel versprechenden sulfidischen Kluftausfüllungen halten jedoch nie lange an; nach kurzem Auftreten verschwindeu sie wiederum. Der Abbau-Möglichkeit der Erze wird gegenwärtig eine größere Aufmerksamkeit zugewendet, wahrscheinlich nicht mit größerem Erfolge als bei den früheren Versuchen.

Vom Köhlergrunde abwärts wurde der Kontakthof des Essexitstockes begangen. Vom Essexit aus hat der umgebende oberturone Mergel und der diesen überlagernde obligocäne Sand eine starke Umänderung erfahren, die im unmittelbaren Kontakt bis zur Bildung von Kalksilikathornfels mit neugebildetem Wollastonit, Grossular, Epidot, Quarz und Calcit geführt hat. (Vgl. TSCHERMAKs Min. u. Petr. Mitt. XIX, S. 57.) Die exogene Kontaktwirkung ist auf eine Entfernung von mehr als 1000 m verfolgbar. Die nächste Umgebung des Essexitstockes ist ferner ausgezeichnet durch das Auftreten einer ungemein großen Menge verschiedener Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Essexits. Im inneren Kontakthofe, bis 720 m vom Essexit, haben alle Ganggesteine eine propylitische Umwandlung erfahren. Die Art und Ursache der Propylitisierung ist in TSCHERMAKs Min. u. Petr. Mitt. XIX, S. 67 u. 74 erörtert.

Nahe dem Nordrande des Kontakthofes durchbricht ein schlotförmiger Basaltkörper, der Katzenstein, mit zahlreichen und äußerst mannigfaltigen Einschlüssen den metamorphen Mergel. Im Basalt setzen sehr viele, nicht mehr propylitisierte Gesteinsgänge auf. (Vgl. Textfigur 11.) Diese Anhäufung von jüngeren Gesteinsgängen an älteren Ausbruchsstellen des Mittelgebirges ist recht lehrreich. Sie beweist, daß die Eruptionen immer wieder an den durch Ausbrüche bereits gelockerten und minder widerstandsfähigen Stellen in der Erdkruste erfolgten. Die alten Spalten und Eruptionswege brachen für die jüngeren Eruptionen wieder auf. Zu einem, eine Gangspalte ausfüllenden Ganggesteine trat häufig nach neuerlichem Aufbruch der Spalte

eine zweite jüngere Intrusion eines anderen Gesteinsmagmas. Dadurch entstanden „gemischte Gänge“, die in der Umgebung von Rongstock gar nicht selten sind. Nirgends wurde aber Entmischung des in die Gangspalte eingedrungenen Magmas innerhalb der Spalte beobachtet. Die verschiedenen Gänge einer Spaltenausfüllung weisen an den Salbändern teils endogene, teils exogene Kontakterscheinungen auf.

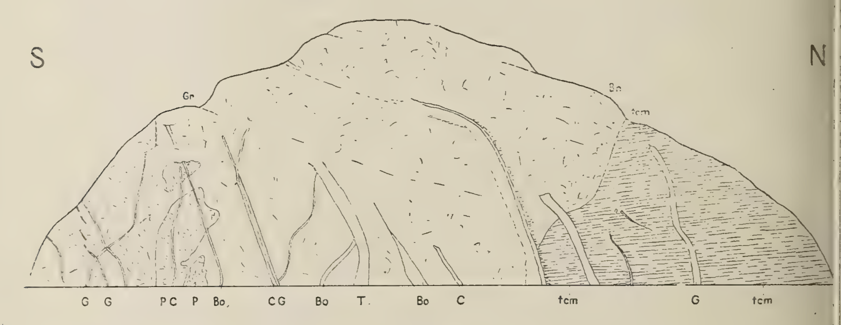


Fig. 11.

Der Katzenstein südlich Topkowitz. Basaltischer Schlot mit Einschlüssen von Granit (*Gr*), Quarzporphyr (*P*) und Essexit, im Cuvieri-Mergel (*tcm*) aufsetzend, durchschwärmt von vielen Gesteinsgängen der Essexitgefolgschaft. (Aus Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 19, S. 70; 1900.)

Bn Nephelinbasalt. *G* Gauteït. *Bo* Bostonit. *C* Monchiquit. *T* Trachyt.

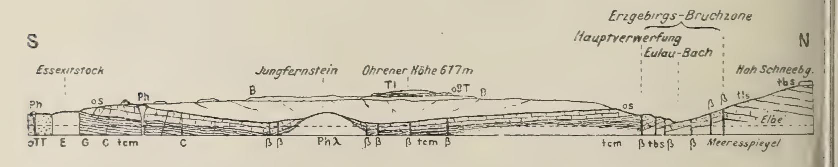


Fig. 12.

Ideales Profil der sedimentären Ablagerungen und deren Störungen im Gebiete des Blattes Rongstock-Bodenbach, nebst einer idealisierten, z. T. perspektivischen Darstellung der Eruptivgebilde. 1 : 114 000. (Aus Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd 19, S. 4; 1900.)

tls Unterturoner Quader. *tbs* Mittelturon. *tcm* Oberturoner Tonmergel. *os* Oligocäner Sandstein. *oBT* Oligocäner Tephrittuff. *oTT* Oligocäner Trachyttuff. *Ph* Phonolit. *Phλ* Phonolith-Lakkolith. *B* Basalt. *E* Essexit. *C* Camptonitische Ganggesteine. *G* Gauteït. *Tl* Leucittephrit. *β* Brüche.

Beim Dorfe Topkowitz setzte man vom linken auf das rechte Ufer der Elbe über und besuchte den durch mehrere Steinbrüche aufgeschlossenen Gangstock von Nephelinbasalt, welcher die Elbe bei Topkowitz quert. Zahlreiche frische Gänge von Monchiquit und Gauteït setzen im Basaltkörper auf.

Über Jakuben besuchte man dann den Phonolith-Lakkolith des Mädsteins südlich von Neschwitz, an dessen Nordseite gegenwärtig der Kontakt von Phonolith und aufgewölbtem, metamorphem Mergel gut aufgeschlossen ist. Der Kontakt ist von F. CORNU (TSCHERMAKS Min u. Petr. Mitt. S. XXVI, 457) beschrieben worden. Dieser Lakkolith und seine Umgebung fand seine Darstellung auch in Textfigur 12.

Vom Mädstein aus eröffnete sich eine prächtige Aussicht ins Elbtal mit seiner vulkanischen Umgebung und nach Norden in das Diluvial-Becken von Tetschen-Bodenbach bis zum Abbruch der Quadersandsteinplatte, welcher den Mittelgebirgsgraben im Norden abschließt. (Vgl. Tetxfigur 12.)

Die Strahlen der sinkenden Sonne beleuchteten die anmutige Landschaft, als man Abschied nahm vom vulkanischen Mittelgebirge und die dreitägige gemeinsame und genußreiche Arbeit abschloß.

---

8. Inoceramus problematicus V. SCHLOTH. sp.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 8. Februar 1909.

Bekanntlich wird die weit verbreitete und die tiefsten Schichten des Turon durch ihr massenhaftes Auftreten charakterisierende *Inoceramus*-Art in der Literatur verschiedener Länder unter wechselnden Namen, und zwar als *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH., *Inoceramus mytilloides* MANT. und *Inoceramus problematicus* v. SCHLOTH., angeführt. Letzterer Name wird insbesondere von amerikanischen Autoren angewendet, indem sie hierin dem Vorgange D'ORBIGNYS folgen.

SCHLÜTER[1]) hat demgegenüber gelegentlich seiner Besprechung des *Inoceramus labiatus* darauf hingewiesen, daß v. SCHLOTHEIM den Namen *problematicus* an eine Art „aus

---

[1]) CL. SCHLÜTER: Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica XXIV, 1876/77, S. 262.

dem Sandstein und Kalkstein von Aachen" geknüpft habe. „Aus der Kreide und dem Sandstein von Aachen liegt aber nur ein einziger *Inoceramus* vor, nämlich *Inoceramus Cripsii* MANT. Auf diese Art weisen auch die erläuternden Bemerkungen SCHLOTHEIMS hin. Er hebt das lange gerade Schloß hervor, und die flügelartige, in gerader Linie sich ausdehnende obere lange Seite der Muschel. Sie sei stark, aber regelmäßig in die Quere gerunzelt und der Schnabel stehe ganz an der vorderen abgerundeten Seite. Hiernach kann unsere Art die Bezeichnung *Inoceramus problematicus* nicht führen."

Dagegen vermag ich der weiteren Ausführung SCHLÜTERS, daß v. SCHLOTHEIM damit, daß er bei seiner Beschreibung des *Inoceramus problematicus* wohl die Abbildung WALCHS heranziehe, aber seinen früher für dieselbe aufgestellten Namen *labiatus* nicht erwähne, damit auch den letzteren der Vergessenheit übergeben und daß nunmehr der Name *problematicus* an dessen Stelle zu treten habe, was SCHLÜTER jedoch mit Rücksicht darauf, daß „die Bezeichnung *labiatus* auch in andere Schriften übergegangen ist, und um die Verwirrung nicht noch mehr zu vergrößern", für nicht angängig erklärt, nicht beizustimmen.

Vielmehr geht bei unbefangenem Lesen von v. SCHLOTHEIMS[1]) Beschreibung des *Inoceramus problematicus* sowie aus der angefügten Bemerkung: „Conf. KNORR P. II. I. T. B. IIb** f. 2. Die Abbildung ist den Exemplaren in der Kreide sehr ähnlich; nur scheint beym KNORRischen Exemplar (*Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. Zusatz des Verf.) ein Stück des Flügels auf der linken Schnabelseite gefehlt zu haben und bey dem Meinigen fehlt dagegen der umgeschlagene Saum des unteren Muschelrandes", deutlich hervor, daß v. SCHLOTHEIM nicht, wie SCHLÜTER meint, den Namen *problematicus* an die Stelle seines älteren *labiatus* hat setzen wollen, sondern die erwähnte Figur bei WALCH allein zu dem Zwecke des Vergleichs, der Illustrierung seiner Aachener Art herangezogen hat.

Die Schuld an der Verwirrung kann nicht v. SCHLOTHEIM beigemessen werden, sondern liegt allein auf D'ORBIGNYS Seite, der v. SCHLOTHEIMS Namen für eine senone Form irrtümlich auf eine turone übertragen hat. Es darf demnach der Name *problematicus* weder für den unterturonen *Inoceramus labiatus* gebraucht noch in dieses letzteren Synonymie aufgenommen werden.

---

[1]) v. SCHLOTHEIM: Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. 1820. S. 302.

Wie SCHLÜTER gezeigt, bezieht sich v. SCHLOTHEIMS Beschreibung des *Inoceramus problematicus* auf *Inoceramus Cripsii.* Da jener 1820, dieser 1822 beschrieben worden ist, würde letzterer der Synonymie von *Inoceramus problematicus* anheimfallen, wenn nicht NEWTON und JUKES-BROWNE[1]) jüngsthin betont hätten, daß MANTELL die Bezeichnung *Cripsii* ursprünglich cenomanen Vorkommnissen beigelegt hat, daß sie daher auf diese allein zu beschränken ist.

Sonach kommt für *Inoceramus problematicus* ein Vertreter aus der Reihe des *Inoceramus balticus* JOH. BÖHM[2]) in Betracht, und zwar wahrscheinlich — eine sichere Entscheidung wird dadurch erschwert, daß die Originalexemplare sich nicht mehr in der im Museum für Naturkunde aufbewahrten v. SCHLOTHEIMschen Sammlung vorfinden — ein solcher aus den unteren Mukronatenschichten des Schneeberges bei Vaals[3]), da v. SCHLOTHEIM bemerkt, daß die „im Sandstein befindliche Abänderung mit einer weit kürzeren flügelartigen Fortsetzung versehen zu seyn scheint". An anderer Stelle werde ich auf diese Art näher eingehen.

Von den eingangs erwähnten Namen *labiatus* und *mytilloides* ist der erstere der ältere. Indem alle Autoren hinsichtlich der Identität der so bezeichneten Vorkommnisse übereinstimmen, ist der letztere zugunsten des ersteren: *labiatus* aufzugeben.

Eine genauere Vergleichung wird ferner festzustellen haben, ob die amerikanische, als *problematicus* und *labiatus* aufgführte Form mit der europäischen ident ist. Ihre Vergesellschaftung mit Emscher Formen sowie ihre von europäischen Exemplaren abweichende Gestaltung machen es nicht wahrscheinlich. Hierfür spricht auch die Synonymenliste, welche u. a. STANTON[4]) bei Besprechung der Art aufführt.

---

[1]) E. T. NEWTON and A. J. JUKES-BROWNE: Critical remarks on some species of fossils Cretaceous rocks of Britain III. Mem. Geol. Survey U. Kingdom 1904, S. 449.

[2]) Über *Inoceramus Cripsi* MANTELL. Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. S. *113*.

[3]) Vor Jahrzehnten wurden Steinbrüche in den feuersteinfreien Mukronatenmergeln dieser Lokalität behufs Gewinnung von Stellsteinen betrieben.

[4]) T. W. STANTON: The Colorado Formation and its invertebrate Fauna. Bull. U. S. Geol. Survey, Nr. 106, 1893, S. 207.

9. Die geologischen Formationen des Namalandes.

Mit einer Texttafel.

Von Herrn PAUL RANGE.

Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, September 1908.

Eine Gliederung der geologischen Formationen, welche den Gebirgsbau des Namalandes bedingen, ist bisher nur unvollständig versucht worden. Als erster hat SCHENK[1]) eine solche vorgenommen; seine Aufnahmen reichen etwa bis zum Fischfluß und konnten daher die Bildungen der Karooformation, welche jenseits desselben auftreten, naturgemäß nicht berücksichtigen. Später hat LOTZ[2]) eine Gliederung gegeben; aber auch seine Routen erstrecken sich im Süden im wesentlichen auf den Baiweg, da er durch den Hottentottenkrieg an diesen gebunden war. In den beiden letzten Jahren hatte ich Gelegenheit, den größten Teil des Namalandes auf ausgedehnten Bereisungen kennen zu lernen. Zweck der vorliegenden Zeilen ist, ein Bild des geologischen Aufbaus zu geben, wie er sich auf Grund dieser Aufnahmen darstellt.

Durch Entgegenkommen der Bauleitung der Lüderitzbuchteisenbahn war ich in der Lage, die Höhen und Längen des Bahnnivellements für die Konstruktion des beigegebenen Profils zu benutzen, auf dem der Schichtenbau längs der Bahnlinie eingetragen ist. Die unmittelbar nördlich der Trace vorhandenen Höhen sind mit eingezeichnet. Eine Überhöhung von 1 : 10 war der Deutlichkeit halber nötig. Auch bei dieser Mitteilung muß ich zur Kritik der nachstehenden Ausführungen bemerken, daß sämtliche Gesteinsbestimmungen sich lediglich auf den makroskopischen Befund der im Felde gesammelten Handstücke gründen, eine eingehende petrographische Untersuchung ist zurzeit nicht möglich, da mich anderweitige Arbeiten vollauf in Anspruch nehmen.

Der Sockel von ganz Afrika wird von Gneis und krystallinischen Schiefern gebildet, in denen vielfach intrusive Granite auftreten. Außerdem findet man den ganzen Reichtum der

---

[1]) SCHENK: Gebirgsbau und Bodengestaltung von Deutsch-Südwestafrika. Verh. des X. Deutschen Geographentages in Stuttgart 1893.

[2]) LOTZ: Vorläufige Mitteilungen zur Geologie Deutsch-Südwestafrikas. Diese Zeitschr. **58**, 1907, Monatsberichte 8—10, S. *239—242*.

Gesteine der alten Schieferformation. Deutlich lassen sich in dem weiten Gebiet, das diese neuerdings vielfach als „Primärformation“ bezeichneten wohl meist archäischen Horizonte bedecken, drei Hauptglieder wahrnehmen, nämlich ein Gneisgranithorizont, ein Gneisschieferhorizont und ein jüngerer Schieferhorizont, in dem charakteristische Kieselschiefer mit grünen Schiefern, quarzitischen Sandsteinen und krystallinen Kalken wechsellagern. Ihr gegenseitiges Altersverhältnis ist aber noch ungeklärt.

Auch eine geologische Übersichtskarte muß versuchen, diese Gliederung wenigstens annähernd wiederzugeben; denn dem Auftreten mehrerer wichtiger Gebirgsglieder, wie z. B. dem krystallinen Kalk, wird dadurch Rechnung getragen.

Vorwiegend Gneisgranite finden sich bei Swakopmund und Lüderitzbucht, während südlich des erstgenannten Ortes am Kuiseb nach STAPFF[1]) und bei Windhuk meist Gesteine der krystallinischen Schieferformation auftreten, welche dem Gneisschieferhorizont zuzurechnen sind. Am Festlande gegenüber der Sinclair-Insel und am unteren Orange beobachtete ich Gesteine des jüngeren Schieferhorizonts. Die Ausdehnung der Gebiete, in denen die Primärformation ausstreicht, ist sehr beträchtlich. Sie erstreckt sich in einem 100 bis 150 km breiten Streifen westlich der Naukluft, dem Zarisgebirge, den Tirasbergen bis in die Breite von Kubub. Dann wird der Streifen allmählich schmaler und besitzt am unteren Orange nur noch etwa 80 km Breite. Der Orange durchfließt außerdem bis zur Ostgrenze der Kolonie fast ausschließlich diese alten Horizonte. Im Damaraland greift die Primärformation weit ins Innere hinein bis östlich Windhuk. Die südliche Grenze ihres Auftretens so weit im Innern des Landes wird durch die Linie Naukluft—Tsumis gegeben. In dem westlichen der beiden Längstäler des Namalandes, dem Konkiptal, tritt sie in einzelnen Inseln zutage; so zum Beispiel in der schwarzen und roten Kuppe bei Bethanien und am südlichen Baiweg. Überhaupt ist die Grenze gegen die jungen Formationen nach Westen zu nur in der etwa 200 km langen Front von Kunjas bis Pockenbank einigermaßen geschlossen; weiter nördlich und südlich löst sich die scharfe Grenze in eine Anzahl von Tafelbergen auf, deren nördlichster der bekannte Gansberg ist. Auch östlich dieser Grenze findet man Gesteine der Primärformation unter der zunächst noch dünnen Decke der jüngeren For-

[1]) STAPFF: Karte des unteren Kuisebtales. Petermanns Mitteilungen, **33**. Bd., 1887, S. 202—214.

mationen. Westlich Pockenbank nach Pomona zu reichen einzelne Tafelberge bis nahe an die Küste. Die wichtigste Durchragung der Primärformation im Namalande sind die großen und kleinen Kharasberge; in den kleinen Kharasbergen tritt sie am Westrand unter jüngeren Schichten zutage, ebenso in einzelnen Schluchten derselben; dagegen ist der zentrale bis über 2000 m aufragende Teil der großen Kharasberge ganz von ihnen gebildet. Weiter im Süden bildet dann die Primärformation die Berge, welche die Bahn nach Kalkfontein durchschneidet und erstreckt sich südlich derselben bis zum Orange. Anhaltspunkte für ihre Mächtigkeit ließen sich bisher noch nicht gewinnen. Das Generalstreichen ist SSW bis NNO, das Schichtenfallen durchweg steil, vielfach seiger.

Wenn der Reisende mit der Lüderitzbucht-Eisenbahn die Höhe hinter Aus gewonnen hat, erblickt er eine lange Reihe von Tafelbergen, die ihn bis zum Endpunkt der Bahn, bis Keetmanshoop, nicht mehr verlassen. Sie erstrecken sich noch weiter nach Osten bis Geiaub und verschwinden dann allmählich unter dem Sand der Kalahari. Diese Ausbildung als Tafelberge ist ein gemeinsames Charakteristikum aller jüngeren Formationen, welche die Primärformation überlagern. Allerdings sind die Schichtensysteme dieser jüngeren Horizonte nicht immer horizontal gelagert und als Tafelberge zur Ausbildung gekommen, vereinzelt finden sie sich auch gefaltet, aber überwiegend ist die Lagerung doch schwebend oder leicht nach Osten geneigt. Die petrographische Beschaffenheit dieser Formationen ist im Gegensatz zu dem unerschöpflichen Reichtum der Primärformation ziemlich einförmig. Konglomerate, Arkosen, quarzitische Sandsteine, vielfach dolomitische Kalksteine, Schiefer, Letten, Mergel bauen sie auf. Das geologische Alter ist ebensowenig wie bei der Primärformation exakt zu bestimmen, da Fossilien bisher nur in den Karooschichten gefunden wurden. Allerdings ist die Grenze nach oben durch das Auftreten des Glazialkonglomerats gegeben, das die Basis der Karooschichten bildet; dieser Horizont wird wohl jetzt meist dem Obercarbon zugerechnet. Die in folgendem näher zu besprechenden Formationen dürften also größtenteils trotz des Fehlens von Fossilien dem älteren Palaeozoikum zuzurechnen sein. Ebensowenig wie eine exakte Altersbestimmung möglich ist, möchte ich vorderhand die Formationen des Namalandes mit denen des übrigen Südafrika parallelisieren, bis ich diese selbst gesehen habe.

Als Basis der Präkarooschichten des Namalandes tritt zunächst östlich Kubub ein nur wenige Meter mächtiges grobes

Konglomerat auf, dessen Bestandteile im wesentlichen Quarzgerölle sind, auch das Cement ist Kieselsäure. Westlich Maltahöhe, besonders in der Umgebung der nördlichen Sinclair-Mine und südlich Kubub bei Wittpütz wird das Basalkonglomerat 100 und mehr Meter mächtig. Seine einzelnen Bestandteile nehmen Riesendimensionen an, bis $^1/_2$ m große Granitblöcke sind häufig. Dagegen sind die folgenden Horizonte nur schwach ausgebildet bzw. fehlen ganz. Das Basalkonglomerat wird zunächst von einer bis 50 m mächtigen Arkose überlagert, die aber auch fehlen oder das Konglomerat ersetzen kann. Dann folgt ein über 100, lokal bis 250 m mächtiger meist dickbankiger Quarzit von heller Farbe. Der Quarzit ist sehr hart und verwittert unter dem Einfluß des trockenen Klimas zu rundlichem Geröll, welches zahllos den Boden bedeckt und die Hochebenen außerordentlich unwegsam macht. Nach oben wird der Quarzit allmählich dünnplattig schieferig und geht meist ziemlich unvermittelt in einen durch geringe organische Beimengungen blauschwarzen, schwach dolomitischen Kalk über. Der Kalk erreicht geringere Mächtigkeit als der Quarzit; ich habe selten mehr als 100 m beobachtet. Dagegen wiederholen sich wenige Meter mächtige Bänke, durch dunkle Schiefer getrennt, vielfach übereinander. Häufig ist der Schwarzkalk bis auf einige Lappen erodiert, welche die Quarzitflächen bedecken, ebenso häufig bildet er aber auch auf viele Quadratkilometer die Oberfläche. Beide Horizonte, Quarzit und Kalk, sind entschieden die Glieder einer kontinuierlichen Ablagerung. Die Gebiete, welche von diesen Schichten bedeckt werden, sind häufig durch WNW—OSO verlaufende Brüche in einzelne Schollen zerlegt. Ich bezeichne diese Quarzite und Kalke vorläufig als Kuibisquarzit und Schwarzkalk. LOTZ[1]) parallelisiert die Horizonte dem Potchefstromsystem Transvaals.

Weiter östlich ragt als 100 bis 200 m hoher Steilabfall der Schwarzrand auf, der von Dirichas westlich Kub über Maltahöhe, Bethanien bis Sandverhaar als festgeschlossene Mauer die Konkipniederung nach Osten abschließt. Er wird von oberflächlich roten, harten Quarziten bedeckt, stark eingeschnittene Reviere zeigen die tieferen Horizonte als milde, glimmerreiche, gleichfalls rötliche, in den unteren Lagen auch gelbe oder grünlichgraue Sandsteine und Schiefer, in denen ausgezeichnete Wellenfurchenhorizonte vorkommen. Die Verbandsverhältnisse dieser Sandsteine zu dem Kuibisquarzit und Schwarzkalk sind nicht überall die gleichen. An der

---

[1]) a. a. O. S. 241.

Bahnlinie zwischen Buchholzbrunnen und Feldschuhhorn besteht ein allmählicher Übergang vom Schwarzkalk, der mit schwarzen Schiefern wechsellagert und von grünlichen Schiefern und hellen Sandsteinen überlagert wird, zu den roten Schiefern und Sandsteinen. In dem Gebiete westlich Maltahöhe überlagert der rote Sandstein direkt das Basalkonglomerat. In den großen Kharasbergen findet man gleichfalls diese Horizonte unmittelbar über den Gneisschichten. Bei Wittpütz südlich Kubub konnte dagegen die Überlagerung des Basalkonglomerats durch den Schwarzkalk beobachtet werden, während der Kuibisquarzit nahezu fehlte. Der Schwarzkalk geht kontinuierlich mit häufiger Wechsellagerung in hellen Schiefer über, welcher von dem roten Sandstein überlagert wird.

Die roten Sandsteine und Schiefer treten in einem großen Teil des inneren Namalandes oberflächenbildend auf. Der ganze Schwarzrand wird von ihnen aufgebaut, der Fischfluß ist in sie von Orab bis nahe zur Mündung eingeschnitten. Der Löwenfluß durchfließt sie von seinem Ursprung bis Heinabis und von Gawachab bis zur Mündung in den Fischfluß.

Ebenso wird das Bergland östlich der großen Kharasberge von ihnen gebildet, östlich Kiriis-West treten sie gleichfalls wieder zutage. Auch diese Formation liegt meist horizontal und bildet ausgezeichnete Tafelberge. Ihre Mächtigkeit dürfte bis etwa 500 m erreichen. Ich bezeichne die roten Schiefer und Sandsteine als Fischflußschiefer und Fischflußsandstein.

Der ganze Komplex von unten nach oben. Basalkonglomerat, Arkose, Kuibisquarzit, Schwarzkalk, grünlicher Schiefer und heller Sandstein, roter Schiefer und Sandstein, soll vorläufig als Namaformation bezeichnet werden, um den alten Namen, den ihm SCHENK[1]) gegeben hat, beizubehalten. Besondere neue Namen habe ich vorläufig nur den wichtigsten Gliedern desselben, dem Kuibisquarzit, Schwarzkalk, Fischflußschiefer bzw. -sandstein gegeben. Nirgendswo im ganzen Namaland ist die Schichtenfolge lückenlos vorhanden, eines oder mehrere Glieder des Komplexes fehlen stets oder sind nur andeutungsweise zur Ausbildung gekommen. Das Basalkonglomerat ist besonders mächtig bei Wittpütz und westlich Maltahöhe entwickelt, die Arkose am südlichen Baiweg und am Nordwestrand der kleinen Kharasberge, der Kuibisquarzit und der Schwarzkalk bedecken die weiten Flächen der Huibhochebene, ebenso die kleinen Kharasberge und einen

[1]) a. a. O. S. 161.

Teil der großen. Die grünlichen Schiefer und hellen Sandsteine sind vorwiegend am Westabfall des Schwarzrands sichtbar, die Fischflußschiefer und -sandsteine endlich treten in dem oben skizzierten ausgedehnten Gebiete an die Oberfläche.

Östlich des Fischflusses aber, besonders nördlich Gibeon auch nach Westen über ihn hinausgreifend, tritt ein neues Schichtensystem auf. Es ist die in Südafrika weitverbreitete Karooformation. Das liegende Glied bildet hier ebenso wie in den benachbarten englischen Gebieten das Glazialkonglomerat. In einer früheren kurzen Mitteilung, auf die ich hier verweisen kann, habe ich über die Entdeckung desselben in Deutsch-Südwestafrika berichtet[1]). Das Glazialkonglomerat ist als typische Grundmoräne mit unregelmäßig in einer tonigen harten, meist grauen Matrix verteilten, oft ausgezeichnet geschrammten Geschieben verschiedenster Art ausgebildet. Das Ausstreichen dieses Horizontes wurde von Mariental nördlich Gibeon entlang dem Fischfluß bis Schlangenkopf, von dort entlang dem Löwenfluß bis Warmbackies und dann nach ONO auf Kiriis-West zu beobachtet. Eine Zunge des Glazialkonglomerats greift über den Löwenfluß nach SW etwa bis Einoop und Gawachab, einzelne Lappen liegen östlich Kannus und scheinen auch noch weiter südlich im Bondelswartgebiet, vielleicht auch bei Maltahöhe vorzukommen. Unter- und überlagert wird es vielfach von hellen diskordant struierten Sandsteinen, die wohl als Vorschüttungs- und Rückzugsgebilde des Inlandeises aufzufassen sind. Auch weiter im Hangenden der Karooschichten finden sich vereinzelt noch Konglomerate, die aber fluviatilen Ursprungs zu sein scheinen. Die Mächtigkeit des Konglomerats und der unmittelbar benachbarten Horizonte ist etwa 100 bis 200 m.

Die jüngeren Schichten der Karooformation sind helle und dunkle Schiefer, graue Mergel mit vereinzelten Kalksteinlagen und östlich Gibeon helle, glimmerreiche, milde Sandsteine. In Auob und Nossob treten gleichfalls milde Sandsteine auf, die wohl auch der Karooformation angehören. Eine genauere stratigraphische Untersuchung dieser Horizonte hat bisher nicht stattgefunden. Sie lassen das Vorkommen von Kohle erhoffen. Die Mächtigkeit der jüngeren Karooschichten beträgt insgesamt 200 bis 300 m. Die Karooformation liegt wohl sicher diskordant auf der Namaformation, wenn auch diese Diskordanz bei

---

[1]) Range: Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsbericht 3, S. *64—66*.

der nahezu horizontalen Lagerung beider Systeme nicht immer zu konstatieren ist.

An der Küste bei der Sinclair-Insel scheinen noch nicht näher untersuchte Horizonte, vielleicht der Kreideformation angehörig, aufzutreten.

Damit sind die bisher im Namaland beobachteten Formationen aufgezählt; eine Darstellung der Deckgebilde folgt am Schluß dieser Mitteilung. Vorher sollen noch die Eruptivgesteine kurz skizziert werden. Wie schon erwähnt, finden sich im Bereich der Primärformation vielfach intrusive Granite; sie haben häufig pegmatitische Ausbildung erfahren. Größere Granitmassive bilden im Süden das Bergland von Aus und Kubub, das Tschaukaibgebirge und die Tsirubberge sowie die Macdonald- und Somersetberge südlich der kleinen Kharasberge. Auch ein Teil der großen Kharasberge besteht aus Granit. Umlagert werden die Granitmassive von Gneis- und Schieferschollen, einzelne Schollen schwimmen sozusagen im Granit. Über die Verteilung der Granite an der Nordgrenze des Namalandes sei auf die VOITsche Karte[1]) verwiesen. Auch Diabasgänge finden sich im Bereich der Primärformation häufig. Sehr basische Eruptivgesteine, als Peridotite bestimmt[2]), kommen in der Umgebung von Lüderitzbucht mehrfach vor. Basalte beschreibt WULF[3]) vom Swakoptal. Andere Eruptivgesteine oft dioritischer Natur sind in die alten Schiefer injiziert und häufig derart metamorphosiert, daß ihre ursprüngliche Zusammensetzung nicht mehr zu erkennen ist. Das Alter dieser basischen Eruptionen ist sehr verschieden; die Diabase, Peridotite und Basalte sind wohl verhältnismäßig spät zum Durchbruch gekommen, während die stark metamorphosierten Eruptivgesteine ein hohes Alter besitzen. Ein großes Eruptivgebiet, vorwiegend sauren Magmas, liegt westlich Maltahöhe; hauptsächlich Quarzporphyr und Porphyrit ist hier zum Durchbruch gekommen, welche diskordant den Granit der Primärformation überlagern.

Vereinzelt durchsetzt der Quarzporphyrstock des Groot-Brukaros die Namaformation und bedeckt wahrscheinlich auch noch Horizonte der Karooformation, einzelne Einschlüsse in

[1]) VOIT: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. Jahrbuch der Kgl. preuß. geol. Landesanstalt XXV, 1904. Heft 3.

[2]) SCHULZE: Aus Namaland und Kalahari. Jena, G. Fischer. S. 679. Gesteinsbestimmungen durch Dr. H. THIENE.

[3]) WULF: Beitrag zur Petrographie des Hererolandes in Südwestafrika. Leipzig. I.-D. Wien 1887 bei A. Hölder.

Tuffen dieses alten Stratovulkans scheinen darauf hinzudeuten. Eine Periode starker Effusivtätigkeit bildete den Abschluß der Karoozeit. Überall finden sich in ihrem Bereich Gänge und Kuppen sowie ausgedehnte Decken von Diabasen. Sie verwittern fast ausschließlich schalig und bilden häufig wilde Blockmeere. Besonders charakteristisch sind sie für die nähere Umgebung von Keetmanshoop. Eine ausgedehnte Decke von Mandelsteindiabas erstreckt sich außerdem von Sendlingsgrab bis Mariental. Als ultrabasische Nachschübe wahrscheinlich dieser Effusivperiode sind dann noch die Kimberlitstöcke zu erwähnen, welche sich in größerer Anzahl bei Gibeon und Berseba sowie am Löwenfluß finden. Ihre petrographische Zusammensetzung hat SCHEIBE[1]) behandelt.

Jugendliche Deckgebilde bauen die Kalahari auf. Ein breites Kalkplateau begleitet den Südwestrand dieser mit vorzüglichem Gras bestandenen, aber nahezu wasserlosen Steppe und fällt nach dem Fischfluß zu als „Weißrand" mit etwa 20 bis 50 m hohem Steilabbruch ab. Das Plateau hat bei Gibeon etwa 80 km Breite, über seine weitere Ausdehnung nach Südosten ist noch nichts Näheres bekannt. Die südostwärts fließenden Reviere Auob und Nossob werden von ausgedehnten Dünengebieten, deren Kämme vorwiegend in der gleichen Richtung streichen, begleitet. Auch die Dünen werden von Kalaharikalk unterlagert. Sie sind etwa 5 bis 15 m hoch, der Abstand von Kamm zu Kamm beträgt meist 600 bis 1000 m. Östlich des Nossob und nach Norden zu sollen Talsandgebiete sich anschließen. Von den Botletleschichten PASSARGEs[2]) wurden in den bereisten Gebieten bisher nur dürftige Anzeichen bei Mariental bemerkt.

Weite, schwer passierbare Dünengebiete begleiten die Küste des Namalandes. Das ausgedehnteste liegt zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund. Es reicht südlich des Kuiseb bis etwa 100 km ins Innere, nördlich Lüderitzbucht bis in die Tirasfläche, also etwa 130 km weit. Wo man von Osten her versucht hat, zur Küste durchzudringen, westlich der Sinclair-Mine an der Naukluft oder den Zarisbergen, überall ist man auf Dünen gestoßen. Dieses weite Gebiet ist noch völlig unerforscht. Einzelne Bergkuppen ragen aus dem Sandmeer hervor. Die Dünen sind nahe der Küste völlig kahl und wandern bei den heftigen Südwestwinden, die hier vorherrschen.

[1]) SCHEIBE: Der blue ground des deutschen Südwestafrika im Vergleich mit dem des englischen Südafrika. Programm der Kgl. Bergakademie zu Berlin, 1906.
[2]) PASSARGE: Die Kalahari. Berlin 1904. S. 598ff.

Sie erreichen die beträchtliche Höhe bis zu 200 m. Weiter im Innern sind sie spärlich bewachsen. Südlich Lüderitzbucht erstrecken sich mit Gras und Busch bewachsene Dünen vom unteren Orange bis in die Höhe von Pomona. Nahe der Küste und in den Jakal- und Buchubergen durchragt der Schieferhorizont der Primärformation den Sand, welcher östlich bis Daberasdrift, Obib, Aurus reicht. Sonst treten nur noch einzelne unbenannte Kuppen aus den Dünen zutage. Die bewachsenen Dünen bilden generell NS streichende lange Kämme, während die Wanderdünen oft unmittelbar benachbart die typische Bogenform behalten haben. Es scheint, als ob durch die Vegetation die Wanderdünenform allmählich verloren geht, und dann spitzwinklig zur herrschenden Windrichtung streichende langgestreckte Dünenkämme entstehen.

Auch sonst im Innern finden sich vielfach kleinere, meist bewachsene Dünengebiete, deren Aufzählung aber zu weit führen würde. Kleinere und größere Alluvionen begleiten vielfach die Reviere. Alluviale Lehmflächen finden sich besonders im Bereich der Karooformation.

Die bisher bekannt gewordenen Funde nutzbarer Bodenschätze mögen zum Schluß aufgeführt werden[1]). Gold wurde mit Kupfer an den Spitzkoppjes nordwestlich Rehoboth beobachtet. Silberhaltiger Bleiglanz ist früher bei Pomona ausgebeutet. Zinn soll kürzlich bei Aus endeckt sein. Kupfer ist vielfach gefunden. Eine Zeitlang wurde die Sinclair-Mine westlich Maltahöhe abgebaut, doch ist der Abbau wegen der großen Transportschwierigkeiten wieder zum Erliegen gekommen. Die kupferglanzführenden Quarzgänge durchsetzen einen Feldspatporphyr[2]). Bei Lüderitzbucht, Aus und Kukaus sind von LÜDERITZ Schürfarbeiten auf Edelmetalle angestellt, ohne daß ein positiver Erfolg zu verzeichnen gewesen ist. Gegenüber der Sinclair-Insel zwischen Lüderitzbucht und dem Orange befindet sich eine alte Kupfermine. Ebenso wurde südlich Kuibis, in den kleinen Kharasbergen und in der Nähe des Orange unterhalb Ramansdrift mehrfach auf Kupfer geschürft. Eisenerze findet man vielfach im Bereich der Primärformation. Im südlichen Bastardland wurden in Konglomeratschichten Spuren von Gold bemerkt[3]).

---

[1]) GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika. Mitt. der geogr. Ges. in Hamburg 1891/92, H. 1 (für das nördliche Grenzgebiet).

[2]) KUNTZ: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika. Zeitschr. für prakt. Geologie 1904, H. 10/11, und VOIT, a. a. O.

[3]) MACCO: Die Aussichten des Bergbaus in Deutsch-Südwestafrika. Berlin 1907. S. 37, 38.

Wenn auch bisher noch keines der genannten Erzvorkommen wirtschaftliche Bedeutung erhalten hat, so ist doch zu hoffen, daß bei der zurzeit energisch vorgenommenen bergmännischen Erschließung des Landes die eine oder andere der alten „Minen“ wieder in Betrieb genommen wird, oder neue wertvolle Funde gemacht werden.

Für das Vorkommen von Kohle erscheinen die Gebiete der Karooformation höfflich. Nach Diamanten wurden bei Gibeon und Berseba die dort auftretenden Kimberlitstöcke bisher vergeblich durchsucht. Ganz kürzlich sind Diamanten östlich Lüderitzbucht in kiesigen Sanden, welche Schichten der Primärformation überlagern, entdeckt. Das Muttergestein, dem die Diamanten entstammen, ist aber bisher noch nicht gefunden. Ein neuer Beweis dafür, daß auch in verhältnismäßig bekannten Teilen des Landes überraschende Funde gemacht werden können.

Als Ablagerung jüngeren Alters ist ein Guanolager, das an der Hottentottbai abgebaut wurde, zu erwähnen. Das Vorkommen weiterer Lager scheint bei der Unerforschtheit der Küste nicht ausgeschlossen.

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">Deckgebilde und randliche Anlagerungen</td><td colspan="3">Alluvium der Reviere und Pfannen</td></tr>
<tr><td>2. Kalaharisand
1. Kalaharikalk</td><td colspan="2">Dünen des Küstenstrichs</td></tr>
<tr><td>Botletle-Schichten?</td><td colspan="2">Kreide?</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Tafelbergformationen</td><td>Karoo-
formation</td><td>3. Diabasdecken
2. Schiefer und Sandsteine
1. Glazialkonglomerat</td><td colspan="2">Kimberlite und Quarzporphyr des Groot.-Brukaros</td></tr>
<tr><td>Diskordanz</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td>Nama-
formation</td><td colspan="3">6. Fischflußschiefer und -sandstein
5. Grüner Schiefer und heller Sandstein
4. Schwarzkalk
3. Kuibisquarzit
2. Arkose
1. Basalkonglomerat</td></tr>
<tr><td colspan="2">Diskordanz</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td colspan="2">Primär-
formation</td><td>Schieferhorizont
Gneisschieferhorizont
Gneisgranithorizont</td><td>intrusive Granite</td><td>jüngere Eruptivgesteine</td></tr>
</table>

Dieser Mitteilung ist noch keine Skizze der Verbreitung der einzelnen Formationen beigegeben, da die bisher aufgenommenen Routen dazu nicht ausreichen. Das Nötigste über ihr Auftreten ergibt sich aus dem Text und dem Profil, die Gliederung ist in der beifolgenden Tabelle noch einmal zusammengefaßt.

---

10. Pterodactylus Kochii Wagner.

Von Herrn F. Römer.

Frankfurt a. M., den 4. Februar 1909.

Die Originalplatte von *Pterodactylus* (*Ornithocephalus*) *Kochii* Wagner, die Johann Andreas Wagner im 2. Band der Abhandlungen der Kgl. Bayerischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1837 beschrieb und abbildete, und die dann verloren ging, wurde im vorigen Jahre wieder aufgefunden und ging durch Kauf in den Besitz des Museums der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft über.

Neueingänge der Bibliothek.

AMPFERER, OTTO: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. S.-A. aus: Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1906, **56**, H. 3 u. 4. Wien 1906.

BUSCHMANN, B.: Taschenbuch für die Ziegel-Industrie, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.

Bericht über das Geschäftsjahr 1907 u. 1. Halbjahr 1908 d. Zentrale für Bergwesen, G. m. b. H. Frankfurt a. M. 1908.

BORUFKA, JOSEF: Der politische Bezirk Königinhof. (Herausgegeben vom Deutschen pädagogischen Vereine im politischen Bezirke Königinhof.) Gradlitz 1908.

CHOFFAT, PAUL: Notice Nécrologique sur J. F. NERY DELGADO (1835 bis 1908). Extrait du Journal de Sciencias Mathem., Phil. e Nat. (2) VII, Nr 28, 1908. Lissabonne 1908.

— Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. Extrait des Communicacónes du Service Geolog. du Portugal 1908, VII. Lissabonne 1908.

DRIGALSKI, ERICH V.: Geologische Beobachtungen auf der Possession-Insel (Crozett-Gruppe). S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, II, Geographie u. Geologie. Berlin 1908.

— Geologie der Heard-Insel. S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, II, Geographie u. Geologie. Berlin 1908.

EISENTRAEGER, A.: Taschenbuch f. d. Stein- u. Zement-Industrie, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.

EICHSTÄDT, FR.: En egendomlig af rent glas bestående meteorit, funnen i Skåne. Geol. Fören. Förhandl. XXX, H. 5, Mai 1908.

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. S.-A. aus: Centralblatt Min. 1909, Nr 2. Stuttgart 1909.

FRECH, FRITZ: Über den Gebirgsbau der Alpen. S.-A. aus: PETERMANNS geogr. Mitteilungen 1908, H. 10—12.

FRITZE, ADOLF: Beschreibung eines Schädels vom Riesenhirsch. (*Megaceros giganteus* BLUMENB.) S.-A. aus: Jahrb. d. Provinzial-Museums zu Hannover. Hannover 1908.

GOTHAN, W.: Die fossilen Hölzer von der Seymour- und Snow Hill-Insel. Wissenschaftl. Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901—1903, III, Lfg. 8. Stockholm 1908.

HÖGBOM, A. G.: Norrland Naturbeskrifning, Norrländskt Handbibliotek I. Uppsala u. Stockholm 1908.

HENKEL, L.: Zur Frage der Abflußverhältnisse Mitteldeutschlands während der Eiszeit. S.-A. aus: Globus **95**, Nr 1. Braunschweig 1909.

KAMPS, TH., u. E. DREESEN: Taschenbuch für den Tiefbau, 1. u. 2. T., 1908. Berlin 1908.

Katalog der Bibliothek ACHENBACH. (Teil der Bibliothek des Kgl. Oberbergamts.) Clausthal 1908.

MARTIN, J.: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste. S.-A. aus: Jahrb. f. Altertumskunde u. Landesgeschichte XVII. Oldenburg 1908.

MURRAY, JOHN, u. E. PHILIPPI: Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition. S.-A. aus: Wissenschaftl. Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition X, Lfg. 4, 1908. Berlin 1908.

Portis, A.: Delle necessarie relazioni ed armonia fra le scienze geologiche. Parole nell' adunanza generale ordinaria della Società Geologia Italiana tenuta in Roma il 20. Sept. 1908. Rom 1908.

Schucht, F.: Die geologischen Verhältnisse des Regierungsbezirks Stade. S.-A. aus: Plettkes Heimatskunde d. Reg.-Bez. Stade 1. Bremen 1908.

Spethmann, Hans: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. S.-A. aus: Mitteilungen der geogr. Gesellschaft u. Naturh. Museums in Lübeck, 2. Reihe, H. 22. Lübeck 1908.

Scholz, Erich: Die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. Dissertation. Hannover 1908.

Spezia, G.: Sull' accrescimento del quarzo. Atti Reale Accad. delle Scienze di Torino 1908/1909. Torino 1909.

— Azione chimica del clorato potassico sulla Pirite e sull' Hauerite. Atti Reale Accad. delle Scienze di Torino 1907/1908. Torino 1908.

Windhausen, A., u. H. Hahne: Die Einhornhöhle bei Scharzfeld a. H. S.-A. aus: Jahrb. d. Provinzial-Museums zu Hannover. Hannover 1908.

Erklärung der nebenstehenden Texttafel zu Seite *98*.

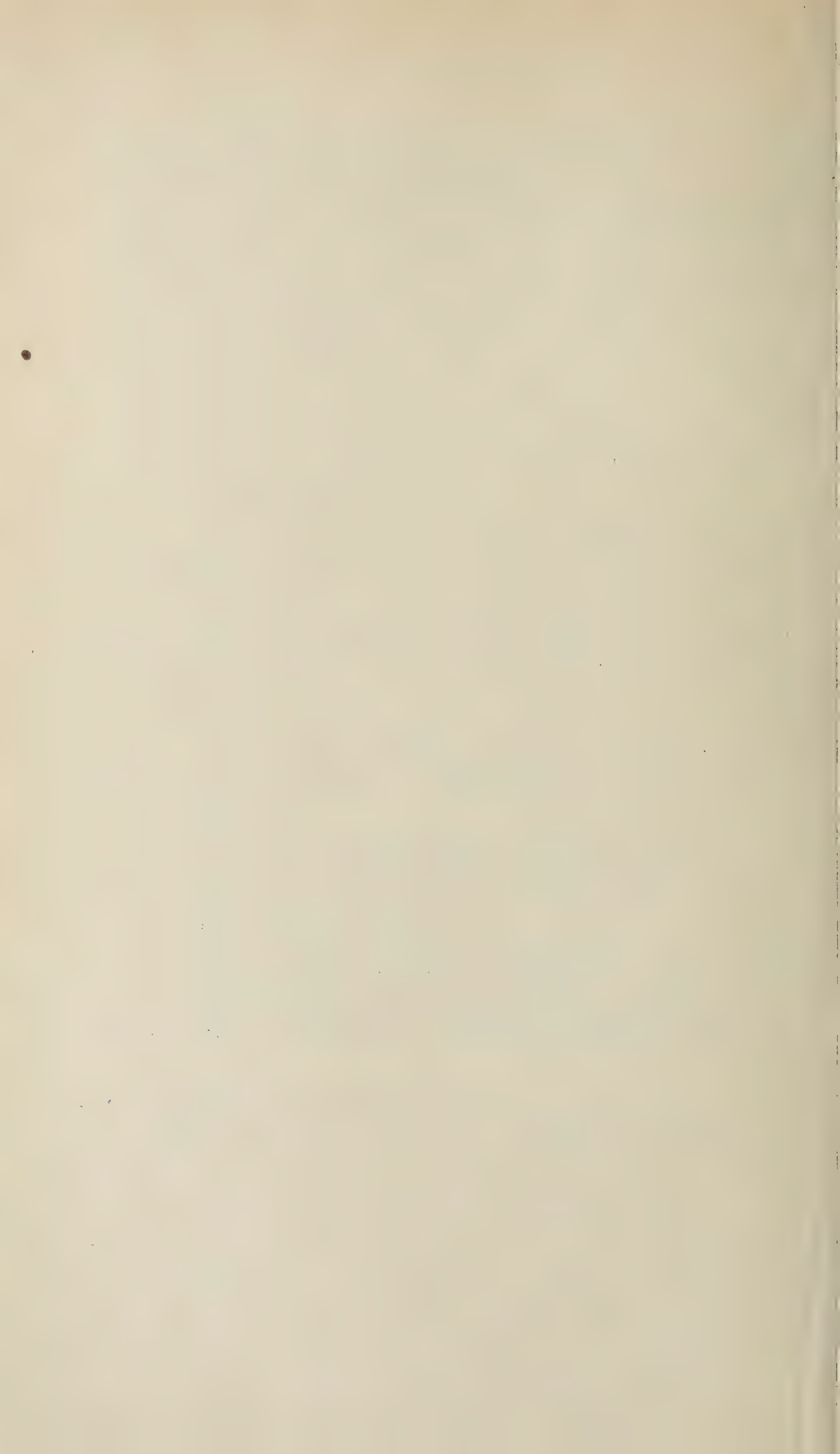
Fig. 1. Profil vom Franzberge in süd-nördlicher Richtung durch die Braunkohlenfelder des Maximilian-Schachtes bei Schallan und des Peter Paul-Schachtes bei Nechwalitz. 1 : 25 000. (Nach Hibsch in Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitteil., Bd. 27, 1908, Blatt 7, Teplitz-Boreslau.)

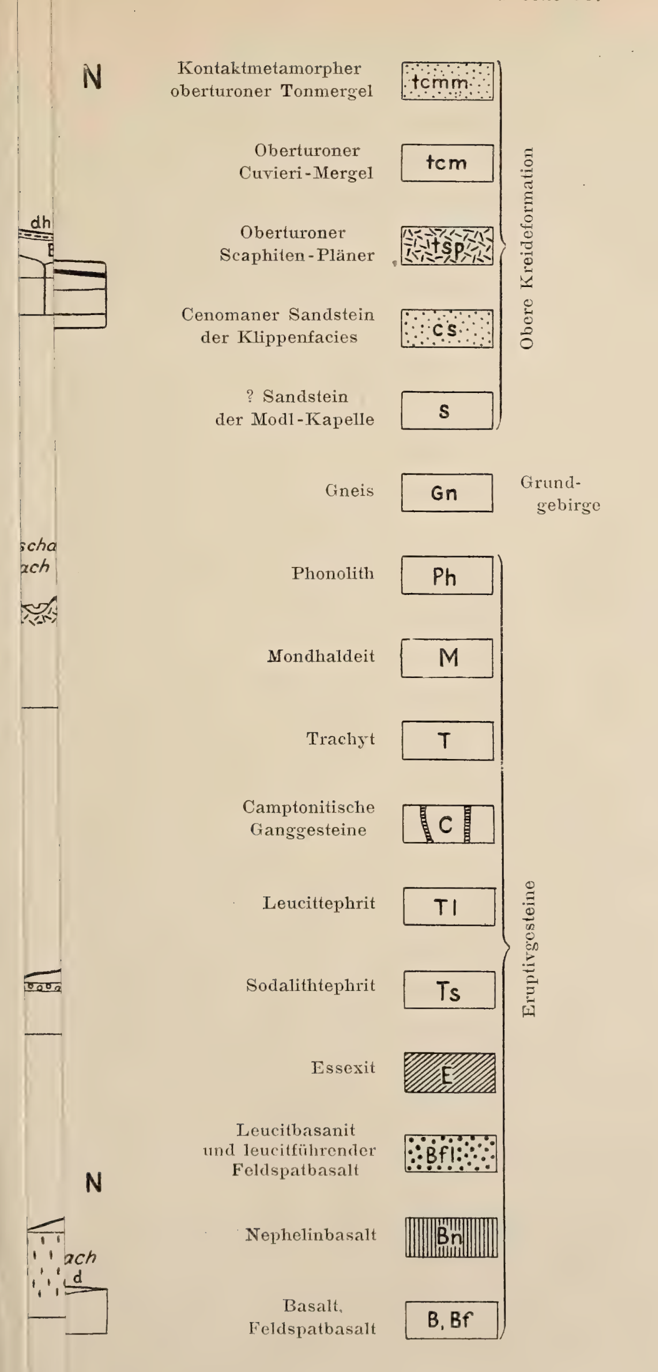
Fig. 2. Profil in nord-südlicher Richtung vom Donnersberg zur Wostray und von da zur Modl-Kapelle. 1 : 25 000. (Nach Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 24, 1905, Blatt 11, Kostenblatt-Milleschau.)

Fig. 3. Profil von der Bibana in östlicher Richtung zum Schreckenstein und von hier zur Wostray; z. T. idealisiert. 1 : 25 000. (Nach Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 23, 1904, Blatt 4, Aussig.)

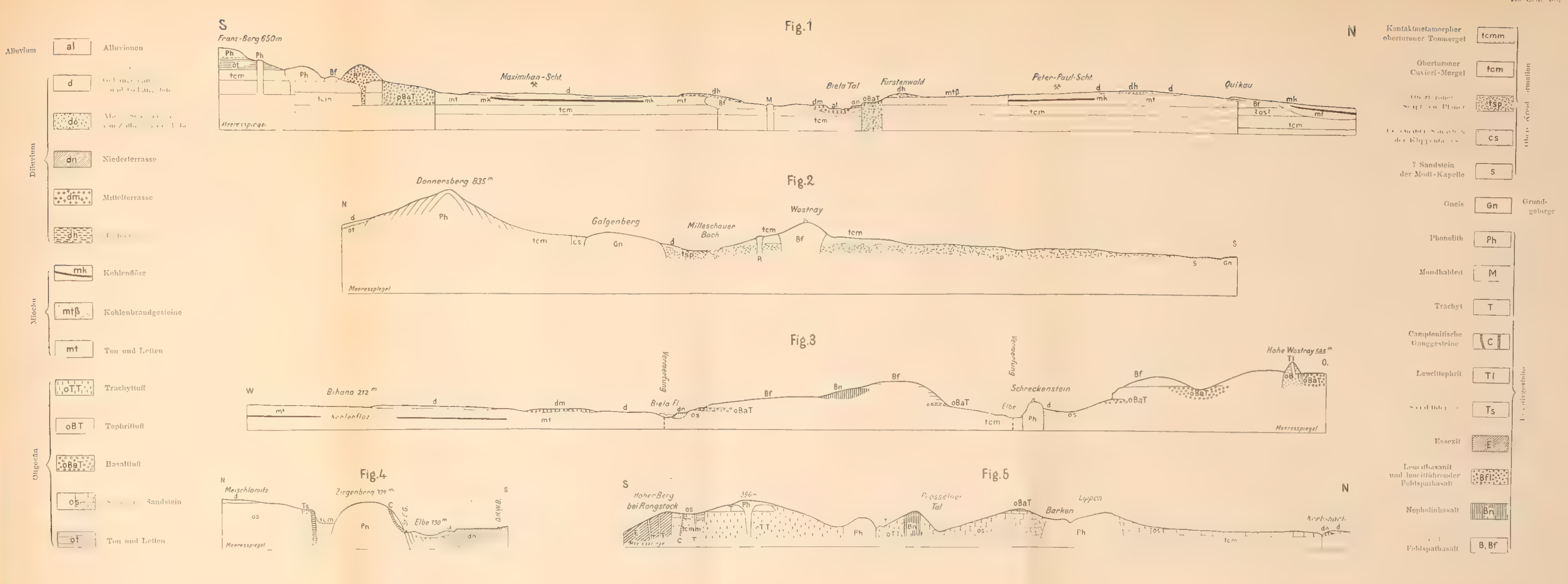
Fig. 4. Profil von Meischlowitz in südsüdwestlicher Richtung über den Ziegenberg ins Elbetal. 1 : 25 000. (Nach Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 21, 1902, Blatt 5, Großpriesen.)

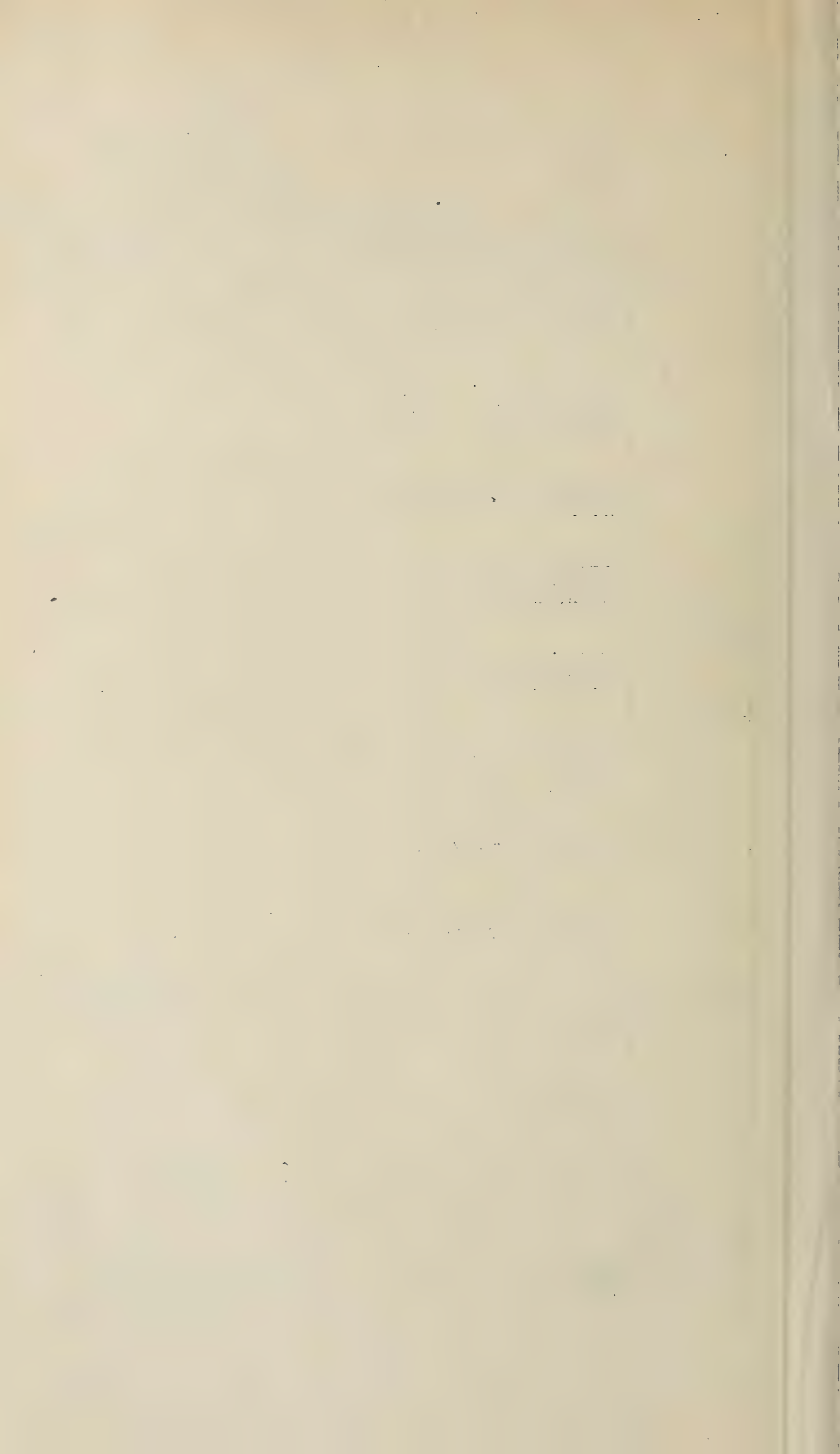
Fig. 5. Profil vom Hohen Berge bei Rongstock in nördlicher Richtung über Barken nach dem Krebsbach. 1 : 25 000. (Nach Hibsch in Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 19, 1900, Blatt 2, Rongstock-Bodenbach.)




N
Kontaktmetamorpher oberturoner Tonmergel
tcmm
Oberturoner Cuvieri-Mergel
tcm
Oberturoner Scaphiten-Pläner
tsp
Cenomaner Sandstein der Klippenfacies
cs
? Sandstein der Modl-Kapelle
s
Obere Kreideformation
Gneis
Gn
Grundgebirge
Phonolith
Ph
Mondhaldeit
M
Trachyt
T
Camptonitische Ganggesteine
C
Leucittephrit
Tl
Sodalithtephrit
Ts
Essexit
E
Leucitbasanit und leucitführender Feldspatbasalt
Bfl
Nephelinbasalt
Bn
Basalt, Feldspatbasalt
B, Bf
Eruptivgesteine
N




Alluvium
al
Alluvionen
d
do
Diluvium
dn
Niederterrasse
dm
Mittelterrasse
dh
mk
Kohlenflöze
Miocän
mtβ
Kohlenbrandgesteine
mt
Ton und Letten
oTT
Trachyttuff
oBT
Tephrittuff
Oligocän
oBaT
Basalttuff
os
Sandstein
ot
Ton und Letten
Fig. 1
S
N
Franz-Berg 650m
Maximilian-Scht.
Biela Tal
Fürstenwald
Peter-Paul-Scht.
Quikau
Meeresspiegel
Fig. 2
Donnersberg 835 m
Galgenberg
Milleschauer Bach
Wostray
Meeresspiegel
Fig. 3
W
O.
Bihana 212 m
Kohlenflöz
Verwerfung
Biela Fl.
Schreckenstein
Elbe
Hohe Wostray 585 m
Meeresspiegel
Fig. 4
Meischlowitz
Ziegenberg
Elbe 130 m
Meeresspiegel
Fig. 5
Hoher Berg bei Rongstock
Prosseiner Tal
Barken
Lippen
Kontaktmetamorpher oberturoner Tonmergel
tcmm
Oberturoner Cuvieri-Mergel
tcm
tsp
cs
? Sandstein der Modl-Kapelle
S
Gneis
Gn
Grundgebirge
Phonolith
Ph
Mondhalden
M
Trachyt
T
Camptonitische Ganggesteine
C
Leucittephrit
Tl
Ts
Essexit
E
Leucitbasanit und leucitführender Feldspatbasalt
Bfl
Nephelinbasalt
Bn
Feldspatbasalt
B, Bf



der

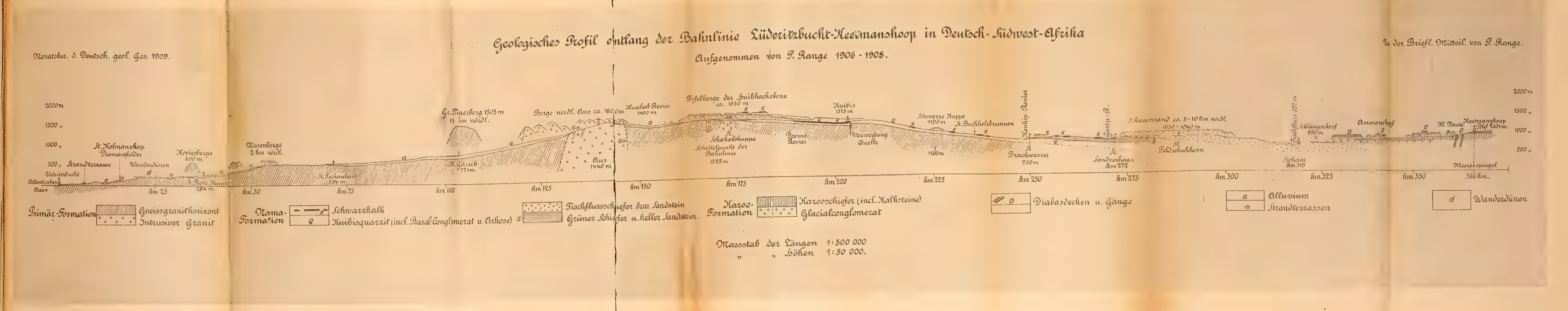
on

ben

13

00





Geologisches Profil entlang der Bahnlinie Lüderitzbucht-Keetmanshoop in Deutsch-Südwest-Afrika
Aufgenommen von P. Range 1906 - 1908.
Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1909.
Zu der Briefl. Mitteil. von P. Range.
Primär-Formation
Gneissgranithorizont
Intrusiver Granit
Nama-Formation
Schwarzkalk
Kuibisquarzit (incl. Basal-Conglomerat u. Arkose)
Fischflussschiefer bzw. Sandstein
Grüner Schiefer u. heller Sandstein.
Karoo-Formation
Karooschiefer (incl. Kalksteine)
Glacialconglomerat
Diabasdecken u. Gänge
Alluvium
Strandterrassen
Wanderdünen
Masstab der Längen 1:500 000
" " Höhen 1:50 000.



Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 3. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 3. März 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. W. A. J. M. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, Ingenieur-Direkteur der Rijksopsporing van Delfstoffen, 's Gravenhage, Cremerweg 6, vorgeschlagen von den Herren MOLENGRAAFF, BEYSCHLAG und H. G. JONKER.

Herr THOMAS V. HOERNER, Mitau in Kurland, Rußland, Poststraße 33, vorgeschlagen von den Herren ZIRKEL, CREDNER und REINISCH.

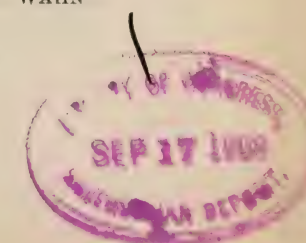
Herr cand. geol. ERNST ZIMMERMANN, Berlin, Melanchthonstraße 14, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, KRUSCH und RAUFF.

Herr H. CRECELIUS, Lehrer, Lonsheim bei Alzey in Rheinhessen, vorgeschlagen von den Herren STEUER, KLEMM und DENCKMANN.

Das *Mineralogisch-geologische Institut der Universität Würzburg*, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, P. G. KRAUSE und RAUFF.

Der Vorsitzende bespricht die eingegangenen Druckschriften und erteilt sodann nach einer kurzen Begrüßungsrede Herrn WILLIAM M. DAVIS zu seinem Vortrage „Über Glazialerosion in Gebirgen" das Wort.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren WAHNSCHAFFE und BLANCKENHORN.



Herr **BLANCKENHORN** bemerkte:

Herr Professor DAVIS hat nachzuweisen gesucht, daß die charakteristischen Erosionsformen in vergletschert gewesenen Gebirgen, die breiten Taltröge mit ungewöhnlich steilen Seitenwänden, die stufenförmig mit Wasserfällen abstürzenden Hängetäler an den Seiten eines übertieften Haupttales nicht recht auf andere Weise erklärt werden können als durch die erodierende Wirkung ehemaliger Gletscher.

Ich möchte Ihre Aufmerksamkeit lenken auf einen ausgezeichneten Fall des Auftretens ganz ähnlicher Oberflächenerscheinungen in einem Gebiet der Subtropenregion, wo selbige sicher nicht auf jene, sondern auf andere Weise hervorgerufen wurden, das Jordantal und Tote Meer mit ihren Seitentälern. Als breiter fjordartiger Trog mit steilen Randböschungen zieht sich das Jordantal und in seiner Verlängerung das Tote Meer von N nach S, um im Süden wie ein echter Trog und wie viele alpine Seen und Fjorde wieder von der tiefsten Einfurchung an relativ schnell und bedeutend emporzusteigen. Die zahlreichen Zuflüsse von O nach W in dieses übertiefte Haupttal haben beinahe alle mehr oder weniger charakteristische Stufenmündungen mit Stromschnellen bzw. Wasserfällen, so daß man in deren Talsohlen selbst von der Mündung auf das Plateau nicht emporsteigen kann.

Es hat nun auch tatsächlich ein Gelehrter, Professor WILLIAM LIBBEY, die Erweiterung und Austiefung des Jordantals auf die Wirkung eines gewaltigen erodierenden Gletschers zurückführen wollen und diese Ansicht im Jahre 1902 vor der Versammlung der British Association in Belfast vorgetragen. Aber dieser Herr war sicher kein Geologe, und es kann nach dem übereinstimmenden Urteil aller ernsthaften Forscher kein Zweifel daran bestehen, daß hier im wesentlichen rein tektonische Ursachen diese Oberflächenformen hervorgerufen haben, nämlich nicht ein einfacher, etwa später durch Gletschererosion erweiterter Spalt oder eine Bruchlinie, sondern ein typischer zweiseitiger Grabenbruch, bei dem ein von zwei einander parallelen Randverwerfungen begrenzter langgezogener Streifen der Erdkruste etwas ungleichmäßig in die Tiefe sank. Dieser Einbruch war relativ jung, denn er fällt, wie ich nachweisen kann, ganz an das Ende des Pliocäns, gerade in den Beginn der Eiszeit bzw. Pluvialzeit. Die seit jener Katastrophe während des ganzen Quartärs wirkende Flußerosion vermochte den meisten Seitentälern noch kein gleichmäßiges, mit dem Haupttal koinzidierendes Gefäll zu schaffen, so daß sie im Unterlauf nur mit einer jähen Stufe das übertiefte Niveau des Haupttals erreichen konnten.

Jedenfalls können also schnelle oder plötzliche tektonische Störungen der Erdkruste auch fjordähnliche Oberflächenformen verursachen und haben es in einzelnen Fällen getan, die allerdings wohl zu den Ausnahmen von der Regel gehören.

Der Vorsitzende sprach Herrn DAVIS den Dank der Gesellschaft aus.

Dann trug Herr **H. LOTZ** vor **über die Diamantablagerungen bei Lüderitzbucht.** (Mit einer Textfigur.)

Im Mai des Jahres 1908 fand ein aus der Kapkolonie stammender Eingeborener, der im Dienst der Firma LENZ & Co. mit andern zusammen unter Aufsicht des Vorarbeiters MROKON die Bahnstrecke östlich Lüderitzbucht von den Sandverwehungen reinigte, beim Wegschaufeln des Sandes einen Diamanten. Naturgemäß begegnete er mit seinem Fund großem Unglauben, obwohl er von einer früheren Tätigkeit in Kimberley her Diamanten zu kennen glaubte. Der auf Station Grasplatz im Wanderdünengebiet stationierte Bahnmeister Herr STAUCH, dem der Fund gemeldet wurde, stellte Nachforschungen an; es fanden sich nach und nach mehr. Telegraphisch bei der Niederlassung der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika bestellte Schürfpfähle sicherten den Fund, der sich jedoch nicht allzu lange heimlich halten ließ. Um Mitte Juni setzte die allgemeine fieberhafte Suche ein, nachdem es dem obengenannten Herrn STAUCH gelungen war, eine große Zahl guter Schürffelder für sich und die ihm verbündeten Herren abzustecken.

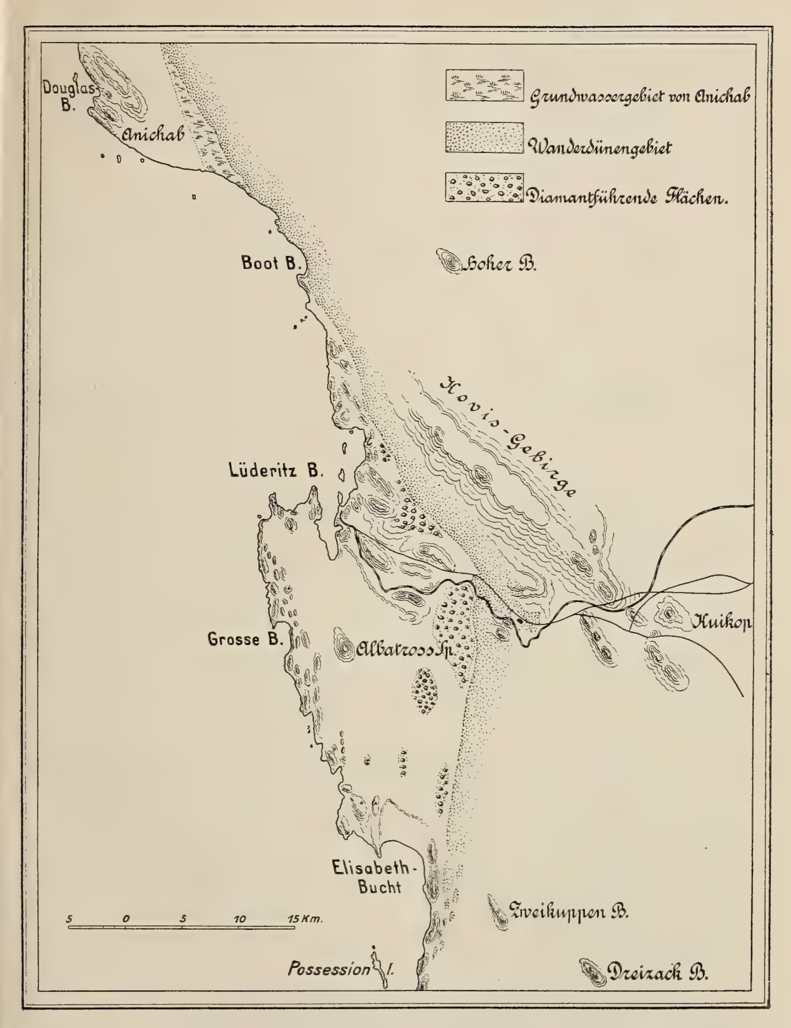
Bergrechtlich gehörte das Gebiet der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, jener bekannten Nachfolgerin von LÜDERITZ. Seit langem hat sie in ihrem Gebiet Schürffreiheit unter angemessenen Bedingungen erklärt. Dafür, daß durch die Staatsbahn Lüderitzbucht—Keetmanshoop auch ihr Gebiet wirtschaftlich erschlossen wird, hat sie an den Fiskus links und rechts der Bahn, beginnend bei km 16,5, Blöcke abgetreten von 10 km Breite und 30 km Längenerstreckung, in denen der Fiskus das Bergregal und teilweise auch die Grundrechte ausübt. Nach den früheren Anschauungen über den Wert des Wüstengürtels hat wohl niemand diesen Abtretungen irgendeinen Wert beigelegt. Durch den Diamantfund sind sie auf einen Schlag ein vorläufig unschätzbarer Besitz geworden. Denn die ersten Funde wurden nahe km 15 gemacht, und es stellte sich heraus, daß der diamantführende Streifen auf den nach Süden verlaufenden Regierungsblock hinübergriff. Herr STAUCH steckte auch hier für sich Felder ab, bis beim Bekannt-

werden der Funde die Regierung ihr Gebiet für die allgemeine Schürftätigkeit sperrte und sich selbst die Diamantgewinnung vorbehielt.

Die Schürfbestimmungen der Deutschen Kolonialgesellschaft waren sehr liberal. Für 6 M monatlich konnte sich jeder einen Schürfschein lösen, mit dem man einen Schürfkreis von 1 km Radius für sich belegen und eventuell nach Belieben wandern konnte. Bis zum 1. Oktober 1908 wurden rund 400 solcher Schürfscheine für die Diamantgegend ausgegeben, von denen bis zum selben Termin 118 fündig und als Abbaufelder an vier Besitzer, zumeist Gesellschaften, verliehen wurden.

Wie schon hieraus hervorgeht, war die Schürftätigkeit eine fieberhafte, alle verfügbaren Menschen und Tiere waren unterwegs; glücklicherweise wurde die Einwanderungskontrolle von der Regierung äußerst scharf gehandhabt, so daß wir in der Hauptsache vor dem Zuzug unerwünschter Elemente bewahrt blieben. Erschwert wurde die Prospektierung anfangs dadurch, daß sich niemand ein rechtes Bild von der Entstehung der Lagerstätte machen konnte, und man infolgedessen überall nach dem Muttergestein in Gestalt von Kimberlitpfeifen suchte. Nach und nach aber sah man doch ein, daß man, in der Windrichtung gehend, vorwiegend südlich die Fortsetzung suchen müsse, und Ende November, als ich Lüderitzbucht verließ, war von der Gallovidiabucht nördlich Lüderitzbucht über Kolmanskop bis zur Elisabethbucht ein fortlaufender, etwa halbmondförmiger Streifen von diamantführenden Flächen aufgefunden und belegt und wurde zum Teil schon abgebaut.

Die rechtlichen Verhältnisse waren inzwischen etwas schwieriger geworden. Die Kolonialgesellschaft hatte, beginnend am 1. Oktober, auch für ihr Gebiet die Kaiserl. Bergordnung von 1905 angenommen und mit der Regierung Übergangsbestimmungen vereinbart; die Ausgabe von Schürfscheinen wurde gestoppt, das Gebiet vom 26. Breitengrad bis zum Oranje 100 km landeinwärts als Sperrgebiet erklärt und der Deutschen Kolonialgesellschaft vorbehalten, um die Zersplitterung des Besitzes und das Eindringen fremden Kapitals, das möglicherweise die Felder hätte brach liegen lassen, zu verhindern. Immerhin wurde die Gültigkeit der von der Deutschen Kolonialgesellschaft ausgegebenen Schürfscheine bis zum 1. April 1909 verlängert, und naturgemäß wird von den Inhabern diese Galgenfrist ausgenutzt. So können wir jetzt nach Berichten eine ganz bedeutend weitere Ausdehnung der Lagerstätten feststellen, auf die weiter unten eingegangen werden soll, nachdem wir die bis dahin bekannten ihrem Wesen nach betrachtet haben.



Übersichtskarte der Lüderitzbuchter Diamantfelder.

Das Kärtchen ist eine verkleinerte Wiedergabe einer im März 1906 für Eisenbahnbauzwecke hergestellten Karte, wobei namentlich die Deutsche Seekarte 1 : 100000, Routenaufnahmen des Landmessers SCHILLER und ebensolche von H. LOTZ (für die Verbreitung der Dünen und für die Gegend von Anichab) benutzt wurde.

Stand der Diamantfelder um Mitte November 1908.

Die Geologie der Umgegend von Lüderitzbucht ist schon verschiedentlich dargestellt worden, u. a. von SCHINZ, SCHENCK, letzthin von RANGE, am besten wohl bisher von LEO SCHULTZE in seinem klassischen Werk „Aus Namaland und Kalahari". Mir war die Gegend um Lüderitzbucht schon aus meiner Tätigkeit dort 1904—06 sehr gut bekannt, als ich im verflossenen Jahr die Diamantfelder wiederholt besuchte.

Der Steilabfall des südafrikanischen Hochplateaus wird hier von annähernd nordsüdlich streichenden Gneisgraniten gebildet; die Granite sind anscheinend intrusiv, nebensächlich treten Amphibolite und Diorite auf, so am sog. blauen Dreh und in den Schwarzen Bergen bei Lüderitzbucht. Vereinzelt sah ich im Gneisgranit schmale, kaum 1 m breite Diabasgänge auf bedeutende Längen, so z. B. an den Nauchegurubbergen, 30 km östlich Lüderitzbucht, ferner an der Douglasbucht gegenüber Itschabo, 45 km nördlich von Lüderitzbucht.

Wie schon aus der Küstengestaltung und dem Verlauf der Inselreihe hervorgeht, bilden die Gebirgsschichten meist flache, nordsüdlich verlaufende Kämme oder Reihen von Kuppen, die außerordentlich stark zersetzt und verwittert sind. Weite Schuttflächen liegen zwischen den einzelnen zerfressen aussehenden Hügeln von anstehendem Gebirge. Der Gneis ist einer merkwürdigen Zerbröckelung durch Verwitterung unterworfen, so daß er vielfach wie ein grobblasiger Schwamm aussieht. Der Granit springt in großen Schalen ab, zumeist aber zeigt er vom Windschliff polierte Flächen und Kanten in selten schöner Art.

Es dürfte wohl wenig Gegenden in der Welt geben, wo man so auf Schritt und Tritt die Wirkungen von Deflation und Korrosion beobachten kann. Näher soll auf diesen Gegenstand hier nicht eingegangen werden; es sollte lediglich erläutert werden, welche Elemente den Aufbau der Gegend bewirken, und daß der Schutt als Wirkung der Wüstenverwitterung große Flächen zwischen dem Anstehenden einnimmt, ja, daß er in der Natur überwiegt.

Die Namib bei Lüderitzbucht und südlich davon ist nicht regenlos; mit ziemlicher Sicherheit kann man im dortigen Winter auf 1—2 Regen rechnen, die, wenn sie auch nur wenige Millimeter Niederschlagshöhe ergeben, doch sehr auffällig wirken. Ich sah im Mai 1905 als Folge eines richtigen Landregens einen kleinen Bach fließen und tagelang noch große flache Pfützen von allmählich brackig werdendem Wasser in den Schuttflächen stehen. Es darf daher nicht wundernehmen, daß man bei der Untersuchung des zuweilen recht tiefen Profils solcher Schutt-

flächen unregelmäßige Sedimentationserscheinungen sieht. Auf die interessanten chemischen Prozesse, die dabei auftreten, kann ich nicht eingehen.

Seine charakteristische Note erhält das Klima von Lüderitzbucht durch die in der heißen Jahreszeit fast täglich beobachteten und oft zum tagelangen Orkan wachsenden Südwinde, die als Folge der starken Erhitzung des Kontinents und der dadurch bedingten Ablenkung des Passats anzusehen sind. In der kalten Jahreszeit schwächt sich der Südwind ab, tritt seltener auf und wird von häufigen, aber schwachen Nord- und heißen Ostwinden abgelöst.

Als Folge dieser starken Südwinde treten die dem Eisenbahn-Bau und -Betrieb so feindlichen Wanderdünen mit ihrer typischen Sichelform auf, im Sommer fast dauernd in Südnordbewegung begriffen, im Winter mehr oder weniger stillliegend. Der Nordwind vermag höchstens einmal für einige Tage ihren obersten Kamm umzudrehen.

Ich habe bereits im Jahre 1905 als Ergebnis meiner von Possession südlich bis Hottentottbucht nördlich reichenden Küstenstudien den Verlauf des östlich Lüderitzbucht etwa 6—8 km breiten Wanderdünenstreifens festlegen können, der von Possession, wo er dem Strande unmittelbar anliegt, über Elisabethbucht etwa nordnordöstlich bis vor die Kette der Koviesberge zieht, immer nur höchstens 10—20 m hohe örtlich beschränkte Sicheldünen bildend. Dort staut er sich zu großen bis 200 m hohen in dem Hauptteil festliegenden lang gezogenen Dünen, weicht darin nach NW aus bis zur Gallovidiabucht und geht nun wieder fast unmittelbar dem Strand parallel bis zum Kegelberg nördlich Bootsbucht und von hier unmittelbar in gerader Linie zur Hottentottbucht. Von der Gallovidiabucht an sind es auch wieder langgezogene Sandmassen, die nur oben in den Kämmen als Wanderdüne entwickelt und beweglich sind. Erklettert man eine dieser Dünen, so sieht man nach Osten eine endlose Folge solcher Sicheldünen in langen Reihen mit ganz wenigen Bergen festen Gesteins, in der Ferne blau verschwimmend, dazwischen.

Der Westrand der Dünen zwischen Kegelberg und Hottentottbucht bezeichnet die alte Strandlinie; ein deutlicher verfestigter Lagunenstreif mit der merkwürdigen Wasserstelle Anichab läuft an ihr entlang und trennt sie von den ehemals eine Insel bildenden Gneis-Granitbergen um die Douglasbucht, der wiederum die Insel Itschabo nach Westen zu vorgelagert ist.

Hier ist der Beweis für das Aufsteigen des Festlandes

oder, wenn man will, für den Rückzug des Ozeans ohne weiteres gegeben. Die Verlandung der Lagune ist wohl auch noch nicht lange her; denn noch liegen zu Tausenden die Meeresmuscheln obenauf, der Boden ist mit Gipskristallen bedeckt, und kaum 0,25—0,30 m unter der dünnen Erdkruste stößt man auf laugenartig schmeckendes Wasser.

Aber die ganze Küste Südwestafrikas ist reich an ähnlichen Anzeichen: Swakopmund liegt auf einer Terrasse, deren Schotter und Sande am Verbindungsgleis zwischen Hafen und Staatsbahnhof prächtig entblößt sind und bis 3 km landeinwärts reichen. Diese Terrasse läßt sich ohne Schwierigkeit sogar in mehreren Stufen bis Walfischbucht verfolgen, in deren Hinterland sie die von den Frachtfahrern als Plüm (plain?) bezeichnete schwer fahrbare Ebene bildet. Hier liegt die alte Strandlinie nahezu 20 km östlich der jetzigen. Auch hier ziehen sich Dünenreihen entlang den alten Küstenlinien.

Die Entstehung der Wanderdünen dürfte dadurch schon als an das Meer gebunden genügend gekennzeichnet sein. Aus dem bei Ebbe trocken gelegten Strand fegt der Südwind die Sandmassen teils ins Innere, teils der Küste entlang nach Norden. An der Elisabethbucht schneiden sie die vorspringende Halbinsel von Lüderitzbucht ab und dringen NNO-wärts in das Land ein, so daß ihr Sockel hier bis zu 215 m Meereshöhe emporsteigt.

Daß in den Wanderdünen auch aus dem Verwitterungsschutt des Festlandes mitgeschlepptes Material steckt, braucht nicht besonders betont zu werden.

Die Diamanten liegen in mehr oder weniger in Nord- und Südrichtung längsgezogenen Flächen zwischen den Kuppen anstehenden Gesteins, und zwar schließen sie sich fast unmittelbar an den westlichen Rand des Wanderdünenstreifens an, den sie von Elisabethbucht bis zur Gallovidiabucht nördlich Lüderitzbucht begleiten. Mitten in den Wanderdünen oder östlich davon sind noch kaum Steine gefunden worden.

Die eben beschriebenen unregelmäßigen, aber stets ziemlich ebenen Flächen liegen in verschiedener Höhenlage, grenzen auch nicht unmittelbar aneinander an, sondern bilden einen Streifen von wechselnder Breite, oft liegen mehrere Felder, voneinander durch Anstehendes oder taube Flächen getrennt, nebeneinander.

Die Steine liegen in einem Begleitmaterial, das zu 70 bis 80 Proz. aus rötlichem Feinsand (Dünensand) und 30 bis 20 Proz. aus feinem bunten Kies von Stecknadelkopfgröße bis zur Größe flacher Linsen von höchstens 6 : 2 mm Durchmesser be-

steht. Oberflächlich ist dieser Schotter durch den Wind, der den Feinsand ausbläst, angereichert.

Die bunte Farbe des Kieses ist das kennzeichnende Merkmal, ohne den Schotter überhaupt keine Diamanten. Sie wird hervorgerufen vor allem durch echte kleine Streifenachate in allen Farben, Jaspis, Eisenkiesel, schwarze und grüne, ziemlich schwere Steinchen. Über diese Bestandteile wird, hoffe ich, Ihnen Herr Prof. E. KAISER berichten, dem ich mein gesamtes Material übergeben habe.

Die Stärke der ganzen Ablagerung ist nicht groß, wenigstens soweit sie als diamantführend abgebaut wird: sie ist kaum dicker als 2—3 Handbreit (0,10—0,40 m), örtlich wohl einmal stärker angeweht, aber der Durchschnitt ist der oben angegebene.

Unter dem Diamantkies hat man anfangs den festen Blaugrund vermutet und durch Schurfschächte und Bohrungen gesucht, man ist jedoch meist auf gelbliche bis grüne tonige, z. T. sedimentierte Verwitterungsmassen gestoßen, bei neueren Arbeiten soll man auf eine mehrfache Wiederholung des Kieslagers mit spärlichem Diamantgehalt gestoßen sein.

Jedenfalls sind noch keine größeren Waschversuche mit dem tieferen Untergrund gemacht. Aber nirgends hat man Blaugrund oder auch nur dessen Mineralien gefunden.

Der Gehalt des Feinkieses an Diamanten ist wechselnd, es gibt weite Strecken, wo er keine oder nur selten Steine führt, dann wieder große Flächen oder Streifen, die sehr reich sind. Die abgebauten Flächen wechseln in ihrem Diamantgehalt zwischen $^1/_4$ und $^5/_4$ Karat pro qm; dabei bleibt die Dicke unberücksichtigt.

Bei der Abschätzung einer allerdings besonders guten Abbaufläche der Colmanskop Diamond Mines Ltd. wurden interessante Feststellungen gemacht:

Auf 445 qm Fläche wurden

570 Karat gewonnen, also 1,27 Karat pro qm.

24 cbf Sand und Kies lieferten 3,5 Karat, umgerechnet sind das also 5,3 Karat in 1 cbm oder

20—25 Steine der gewöhnlichen Größe in 1 cbm Begleitgestein.

Ein anderer Feldesquerschnitt, der schon z. T. abgesucht war, lieferte in 1 cbm 2,4 Karat.

Ein kleines in Ausbeutung befindliches Gebiet der obigen Gesellschaft mit 1200×150 Fuß hat, wenn man den

eben gewonnenen niedrigen Wert von 2,4 Karat pro cbm zugrunde legt, einen Diamantgehalt von 38000 Karat im Wert von 1140000 M bei 30 M pro Karat, dem bisherigen Durchschnittspreis.

Es ist hier nicht der Platz, eine Bewertung der Diamantvorräte zu geben, es sollte nur an einem Beispiel gezeigt werden, daß unsere Lagerstätten, obwohl sie keine primären sind, eine beachtenswerte Rolle auf dem Markt spielen werden, jedenfalls werden sie in der Produktion die brasilischen, indischen und die übrigen alluvialen Fundstellen, die auf dem Weltmarkt kaum zu spüren sind, weit in den Schatten stellen. Noch ist erst ein Teil der bereits verliehenen Felder in Förderung, trotzdem dürfte sie mindestens 600 Karat täglich, bei 300 Arbeitstagen also 180000 Karat im Jahr betragen.

Eine Menge Anträge auf Verleihung der Abbaurechte harren seit dem 1. Oktober 1908 der Erledigung, das Sperrgebiet mit seinen schon nachgewiesenen bedeutenden Lagerstätten ist noch nicht in Bearbeitung. Mit Sicherheit wird man auf 300000 Karat, vielleicht sogar auf $^1/_2$ Million jährlich rechnen können. Das ist zwar gegenüber einer Jahresproduktion in Britisch-Südafrika (1906) mit rund 5,3 Mill. Karat noch nicht allzuviel, immerhin würden wir aber die Produktion der Diamantwäschereien am Vaalfluß mit rund 102000 Karat (1906) weit überholen.

Einer Überproduktion und dem damit drohenden Preissturz soll das kürzlich eingeführte Diamanthandelsmonopol steuern, das mit dem Recht der Kontingentierung einer Regiegesellschaft übergeben werden wird.

G r ö ß e und B e s c h a f f e n h e i t der S t e i n e. Unsere Steine sind von einer selbst für Alluviallagerstätten auffälligen Gleichmäßigkeit in der Größe: im Durchschnitt gehen 4—5 auf einen Karat, selten werden größere gefunden; der größte bisher gefundene aus den Feldern bei Elisabethbucht hat wenig über 2 Karat. Auf diesen Feldern soll überhaupt der Durchschnitt etwas größer und auch besser sein, jedoch läßt sich zahlenmäßig darüber noch nicht viel sagen, da der Abbau der betreffenden Felder bisher noch nicht gestattet war. Es kommen auch in den nördlicher gelegenen Feldern zuweilen größere Steine vor; solche von $^1/_2$ Karat sind ziemlich häufig. Im allgemeinen soll jedoch festgestellt sein, daß die äußersten Felder im Norden nur spärliche und kleine Steine liefern.

Die Bewertung der Steine ist gut, von 25 M pro Karat stieg der Preis auf etwas über 30 M. Durch Einführung des 10 M-Zolles pro Karat wurde die Bewertung geändert; die

schlechten Steine, die weniger als 10 M wert sind, bleiben vorläufig im Lande, bis ein Wertzoll eingeführt wird. Die anderen (etwa 60 Proz. der Förderung) werden mit 50 bis 60 M pro Karat bezahlt.

Nach dem Urteil der Händler sind die Steine vortrefflich, ähneln den Vaalriversteinen, die als die besten gelten; sie haben zum großen Teil schönes Wasser, ein Teil ist gelblich bis tiefgelb gefärbt, dunkle, rote, braune bis schwarze Steine sind selten; auch grünliche und bläuliche Steine sind aufgefunden worden.

Fast alle sind als Krystalle entwickelt oder Bruchstücke der Verwachsungen solcher; typisch abgerollte Stücke sah ich nicht; es mag sie geben, sie müssen aber selten sein. Das ist natürlich ganz besonders auffällig.

Erich Kaiser gibt in Kürze im Centralbl. f. Min. einen Bericht über die mineralogischen Eigenschaften dieser Diamanten.

Die Gewinnung ist vorläufig noch sehr einfach. Die Felder werden von Eingeborenen systematisch abgelesen. Das ist natürlich Raubbau. 2 Gesellschaften haben einfachen Maschinenbetrieb aufgenommen. Der Feinsand wird in Schwingesieben entfernt, der Kies dann mit Handsieben in Wasserbottichen geschüttelt (gesetzt), dann auf Lesetische umgestülpt. Nun sitzen die schweren Steinchen, darunter auch die etwa vorhandenen Diamanten, in der Mitte, von den Diamantwäschern das „Herz“ genannt. Es kennzeichnet sich durch Anhäufung schwärzlicher Steinchen. Diese Herzen werden herausgehoben, gesammelt und wiederholt gesetzt.

Von den Waschapparaten, die die Digger am Vaal anwenden, ist auch versuchsweise Gebrauch gemacht worden. Das Schüttelsieb ist dem dortigen bis auf die Maschenweite gleich. Der sogenannte Gravitator war unbrauchbar, der kleine Rotary-Apparat lieferte zwar leidliche Resultate, brauchte jedoch sehr viel Arbeitskräfte und Wasser, das im Wüstengürtel natürlich kostbar ist.

Die Konstruktion einer handlichen transportablen Setzmaschine mit geringem Wasserverbrauch dürfte dem dortigen Bedürfnis am meisten entsprechen, steht aber noch aus.

Über die Entstehung der Lagerstätte und die Herkunft der Steine läßt sich jetzt natürlich noch kein abschließendes Urteil fällen.

Die Abschwemmung der Diamanten aus dem Innern Südwestafrikas durch Fluß- oder Regenwasser aus bisher noch unbekannten Blaugrundröhren war für mich von vornherein un-

denkbar, weil wir keine regelrechten Flüsse mit Terrassenbildungen, abgesehen vom Oranje natürlich, haben; der ganze Wüstengürtel hat kein ausgesprochenes Entwässerungsnetz, sondern nur einzelne Trockenbetten mit kurzem Verlauf, vielfach im Küstengürtel ohne Mündung verlaufend; häufig beobachtet man auch ältere, zeitweise abflußlose Becken, z. B. oberhalb Kaukausib, wo ein Konglomerat und Kalkdecke in großer Ausdehnung von mir beobachtet wurde.

Der Anschluß der Diamantfelder an den Westrand des Dünengürtels spricht für einen Zusammenhang mit Meeresbildungen. Bekräftigt wird diese meine erste Annahme durch die neuen Funde, die ich z. T. aus den Zeitungen, z. T. aus Privatnachrichten kenne. Anscheinend bedeutende Diamantfunde sind in den verflossenen 2 Monaten längs der Küste und fast unmittelbar am Meere gegenüber der Insel Pomona, am sogenannten Bogen-Felsen und endlich an der Baker-Bucht (Angras Juntas) gemacht. Weitere Nachrichten stehen noch aus. Dadurch ist aber die Längsausdehnung der Diamantlager auf mindestens 130 km nachgewiesen. Mit hohem Interesse dürfen wir weiteren Nachrichten und insbesondere der geologischen Untersuchung der Fundstellen entgegensehen.

Die auffällige Verknüpfung der Diamanten mit dem Achatfeinkies brachte mich gleich beim ersten Besuch der Felder auf einen Zusammenhang, den ich schon verschiedentlich in frühester Zeit, unter andern auch Sr. Exzellenz dem Staatssekretär DERNBURG gegenüber Juli 1908 geäußert habe.

Als ich 1904 nach Lüderitzbucht kam, machte mich Herr LUDWIG SCHOLZ auf auffällige und hübsch aussehende bunte Achatkiese aufmerksam, die er am Strand nördlich Lüderitzbucht gefunden hatte, wo sie in dichter Decke eine ältere nur 2—3 m höhere Strandterrasse bedecken. Später fand ich diese Achatkiese, deren flache Gerölle Talergröße erreichen, an vielen Punkten des Strandes von Hottentottbai nördlich bis Possession-Reede südlich Lüderitzbucht. Noch weiter südlich bin ich nicht gekommen, aber im verflossenen Jahre erhielt ich solche Gerölle noch von der Plumpuddinginsel und vom Festland gegenüber Pomona (?), wo sie nach Angabe des sehr zuverlässigen Prospektors eine Lage in einem jüngeren Sandstein (vermutlich einer Küstenbildung) einnehmen sollen.

Überall, wo ich die Achatgerölle sah, bildeten sie eine gehobene Terrasse bzw. verlandete Meeresteile.

Am heutigen Strand sieht man auch zahlreiche bunte Steinchen: Jaspis, Kieselschieferstückchen, selten ein Achatstückchen; aber doch nie in dieser Menge gehäuft.

Daß die Küste im Aufsteigen begriffen ist, wurde eingangs erörtert.

Wo kommen diese Achatkiese her? Weder an unserer Küste noch auf den Inseln ist bisher ein Schichtenkomplex gefunden worden, der sie liefern könnte, wenn wir auch jetzt wissen, daß die Sedimentärformation des Namalandes in einzelnen abgesunkenen Schollen bis an die Küste reicht.

Daß solche Gerölle mit dem Auftriebswasser aus der Tiefe des Ozeans stammen, wie jetzt (Februar 1909) vielfach im Schutzgebiet angenommen wird, ist doch auch undenkbar.

So bleibt vorläufig denn nur der Oranje als Quelle für diese Gerölle übrig und man muß annehmen, daß sie durch Küstenströmung oder, besser gesagt, durch die schwere, spitz gegen die Küste stoßende Dünung und Brandung nach Norden transportiert worden sind.

Diese Transportmöglichkeit ist zu anderm Zweck, nämlich zur Abwehr der Swakopmunder Molenversandung, eingehend erörtert worden.

Das Einzugsgebiet des Oranje ist reich an Gesteinen, die Achate liefern, der Vaalriver insbesonders ist bekannt dafür. Die ihn teilweise begleitenden Ventersdorp-Schichten enthalten Mandelsteindiabase.

Unter meinen Strandgeröllen befinden sich überdies vereinzelte verkieselte Toneisensteine und Eisenkieselstücke, die lebhaft an die Griqua-Town-Schichten bei Prieska erinnern. Ihre genaue Untersuchung ist mangels Vergleichsmaterials noch nicht beendet.

Wenn diese meine Vermutung richtig ist, daß der Oranje die Achatkiese geliefert hat, so liegt es nahe, unsre Diamanten mit den Vaalriverdiamanten zu vergleichen, die ebenfalls, und das ist das auffälligste und wichtigste Moment dabei, an Achat- und Jaspisgerölle aller Art als Begleitgestein gebunden sind. Ich verweise hier auf MERENSKYs Bericht[1]), den ich teilweise aus eigener Anschauung bestätigen kann.

Man wird also zum mindesten einen gemeinsamen Ursprung annehmen können; die Annahme MERENSKYs, daß die Vaalriversteine aus den dort anstehenden Diabasen stammen, ist noch nicht bewiesen, soll hier auch nicht weiter erörtert werden.

Wollte man annehmen, daß unsre Steine vom Vaalriver durch Fluß- und Ozeantransport stammen, so wäre das mindestens ein Weg von 800—1000 km, also eine zunächst verblüffende Annahme, zumal unsre Diamanten so gut wie

[1]) Transact. Geolog. Soc. of South Africa, Vol. X, 1907, S. 107.

keine Abrollung zeigen, wie Herr Prof. E. KAISER mir bestätigt hat.

Aber auch die Vaalriversteine zeigen in überwiegender Mehrheit keine solche, obwohl sie mit gröbstem Schotter zusammen vorkommen. Es scheint mir danach fraglich, ob überhaupt die Diamanten von solcher Güte und Härte wie die Vaalriversteine unter der Abrollung leiden müssen. Nach MERENSKY sollen nur die im heutigen Fluß selbst gewonnenen Steine abgerollt sein. Ich habe keine solchen gesehen, konnte auch nichts Sicheres über sie erfahren.

Die außerordentlich gleichmäßige geringe Durchschnittsgröße von $^1/_4$ Karat mit Höchstmaß von $2^1/_4$ Karat bei unsren Diamanten scheint mir ganz besonders für einen sehr weiten Transport zu sprechen.

Der mineralogische und petrographische Befund der Diamanten und der Begleitkiese spricht für enge Beziehungen zu den Diamanten des britischen Südafrikas. E. KAISER will sich weiter mit der Bearbeitung des von mir gesammelten petrographischen Materials beschäftigen, er hofft namentlich aus den schweren Bestandteilen des Feinkieses, an denen er winzige Gesteinsreste entdeckt hat, wichtige Hinweise zu erhalten.

Vor allem wird man aber die Früchte weiterer Forschungsarbeit draußen in der Kolonie abwarten müssen. Ich bin nicht der Meinung, mit meiner Vermutung schon eine fest begründete Hypothese über die Genese der Lagerstätte gegeben zu haben.

Ich fasse mein Urteil zusammen: Die Lüderitzbuchter Diamantlagerstätten sind ältere, zum Teil wieder durch den Wind aufbereitete und verlagerte Küstenbildungen. Die Verknüpfung der Diamanten mit den begleitenden Feinkiesen und die Achatgerölle einer jüngeren Strandterrasse lassen vielleicht Beziehungen zum Stromgebiet des Oranje, also zu den Vaalriverdiamanten vermuten, denen die Lüderitzbuchter Diamanten in ihrer Beschaffenheit und ihrem Begleitgestein außerordentlich ähneln.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KEILHACK, KUNTZ, E. KAISER, GAGEL.

v. w. o.

RAUFF. BEYSCHLAG. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

11. Bemerkungen zu „PAUL HERMANN: Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika“.

(Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber. 11, S. *261.*)

Von Herrn P. RANGE.

Kuibis (Deutsch-Südwestafrika), den 30. Januar 1909.

Die Ausführungen des Herrn Dr. HERMANN weichen in vielen Punkten von denen meines im vorigen Monatsbericht veröffentlichten Aufsatzes[1]) ab, so daß ich mich genötigt sehe, zu denselben Stellung zu nehmen und festzulegen, welche von HERMANN gewählten Namen mit meinen Bezeichnungen identisch sind. Es handelt sich im wesentlichen um die Ausführungen HERMANNS über das Gibeoner Gebiet, das ich gelegentlich mehrfacher Bereisungen kennen gelernt habe. Hier gehen unsere Anschauungen erheblich auseinander. Ich bemerke im übrigen, daß die in meinem Aufsatz niedergelegte Auffassung der Stratigraphie des Namalandes sich mit der anderer Fachleute deckt. Eine Besprechung der Formationen des Hererolandes, wie sie im HERMANNschen Aufsatz dargestellt werden, soll vorläufig unterbleiben; ich bin mit der Zusammenstellung meiner Beobachtungen in der Mitte und im Norden des Schutzgebietes beschäftigt und werde darin meine abweichende Auffassung klarlegen.

Die von HERMANN als „Zariskalk“ bezeichnete Formation ist identisch mit meinem „Schwarzkalk“. Fossilien sind darin bisher nicht gefunden. Eine Beziehung der bei Ganikobis gefundenen Cyrtoceratiden[2]) auf diesen Schwarzkalk ist unrichtig, derselbe steht dort gar nicht an. Bei Ganikobis habe ich als Liegendes die oberen Schichten des Fischflußsandsteines

---

[1]) P. RANGE: Die geologischen Formationen des Namalandes. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. S. *120*.

[2]) PASSARGE: Die Kalahari. S. 56, 57.

beobachtet, überlagert von Glazialkonglomerat und jüngeren Gliedern der Karooformation.

In den Bohrprofilen Goamus I und II aufgeführte rote Sandsteine stellt HERMANN zur Gibeonformation. Das ist ein Irrtum. HERMANNs Gibeonformation ist identisch mit meinen Fischflußsandsteinen bzw. -schiefern. Die rötlichen, nur wenig mächtigen Sandsteine der vorgenannten Bohrungen gehören aber zur Karooformation, die ganze „Goamus“formation gleichfalls; das sind alles über dem Glazialkonglomerat liegende Horizonte. Die Parallelisierung dieser rötlichen Sandsteine mit den Wittebergschichten des Kapsystems ist demnach unhaltbar. — Die Identität der Schichten des Brunnens von Kleinfontein mit denen von Goamus ist wahrscheinlich, aber nicht sicher. Ich vermute dort eine isolierte Scholle von Karrooformation, wie ich sie schon mehrfach auch anderwärts beobachten konnte.

S. *267* schreibt HERMANN: „Über der Goamusformation liegt meist konkordant ein System roter Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer, die ich mit dem Namen Gibeonformation zusammenfasse.“ Wie schon bemerkt, ist HERMANNs Gibeonformation identisch mit meinen Fischflußschiefern und -sandsteinen; dieselben sind aber älter als die Karooformation, zu der HERMANNs Goamusformation, wie erwähnt, gehört. Die Goamusprofile sind also nicht richtig aufgefaßt, insofern als die über der „Goamusformation“ liegenden Horizonte der Gibeonformation parallelisiert werden; sie gehören vielmehr zu den jüngeren Karooschichten. Die Ansicht, daß die Gibeonschichten zu einer Zeit gebildet sind, als das südliche Afrika bereits vergletschert war, ist m. E. unhaltbar; sie sind viel älter. Über die Verbreitung derselben im Namaland wolle man meinen Aufsatz vergleichen.

Der von HERMANN angeführte Goamustutenmergel reiht sich zwanglos in die Schichten, welche das Glazialkonglomerat überlagern, ein.

Zum Schluß wird von ihm eine Parallelisierung der in Deutsch-Südwestafrika beobachteten Formationen mit denen des englischen Südafrika gegeben. Sie ist, soweit die HERMANNschen Gibeon- und Goamusschichten in Betracht kommen, wohl unhaltbar. Ich habe in meinem Aufsatz absichtlich von einem solchen Vergleich abgesehen, bis ich die Horizonte Südafrikas selbst gesehen habe; das wird in den nächsten Monaten der Fall sein, und ich beabsichtige dann in einer späteren Mitteilung diesen Vergleich, soweit er möglich ist, durchzuführen.

---

12. Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen.

Von Herrn E. ZIMMERMANN.

(Mit einer Textfigur.)

Berlin, den 23. Februar 1909.

In seinem Vortrage über die Geologie des Südrandes des Münsterer Beckens in Westfalen beschrieb Herr KRUSCH auch eine in Tiefbohrungen beobachtete Rötung des Carbons, die die verschiedensten Schichten desselben von ihren Ausstrichen unter dem permischen und mesozoischen Deckgebirge aus bis in eine gewisse Tiefe ergriffen hat, und glaubte sie als eine Lateritisierung aus der permischen Zeit erklären zu können.

In gleicher oder mindestens sehr ähnlicher Weise tritt im ostthüringischen Schiefergebirge eine Rötung auf, aber deren Erklärung durch Lateritisierung kann ich nicht gelten lassen.

Allerdings ist noch ein Unterschied zwischen Westfalen und Thüringen insofern vorhanden, als dort, wie Herr KRUSCH auf besonderes Befragen angab, die Rötung bis unmittelbar an den Zechstein heranreicht, während in Thüringen sich wohl stets noch eine entfärbte Zone, das Weißliegende, bzw. „Weiße Gebirge", zwischenschaltet.

Es sei gestattet, auf diese Verhältnisse etwas näher einzugehen.

Wenn man auf einer Wanderung von Ronneburg, Gera, Neustadt a. O., Pößneck, Saalfeld oder Blankenburg aus in das Schiefergebirge eindringt, wird man immer einen (je nach der Lagerung verschieden, und zwar bis mehrere tausend Meter) breiten Streifen zu durchschreiten haben, auf dem zuerst ziemlich zusammenhängend, später nur noch fleckweise eine besondere, und zwar die für wasserfreies Eisenoxyd kennzeichnende und zugleich im allgemeinen im Rotliegenden übliche Rotfärbung die Gesteine ganz und gar oder nur auf Klüften durchzieht, von denen aus sie mehr oder minder tief eindringt, und die so stark ist, daß sie auch den Feldboden lebhaft rot färben kann. Die Regenpfützen und das auf den Klüften rieselnde Wasser in den Steinbrüchen dieser Gesteine sind trübrot von ausgespülter

Farberde. Es ist dabei gleichgültig, ob das Gestein ein Tonschiefer, eine Grauwacke, ein Quarzit, ein Kalkstein, ein Diabas ist[1]), ob es dem Culm, dem Devon, Silur oder Cambrium angehört. An dem mir weniger bekannten Südrande des Schiefergebirges scheint es ebenso zu sein (z. B. bei Sonneberg). An anderen Teilen des Randes vom Thüringer Walde kommen auch noch andere Gesteine und Formationen (Glimmerschiefer usw.) in Betracht. — Durchwandert man dagegen mehr die mittleren Teile des Schiefergebirges, entfernt von seinen Rändern, etwa die Gegenden von Greiz, Plauen, Hirschberg, Schleiz, Lobenstein, Lehesten, so wird man die Schiefer, Quarzite, Grauwacken, Kalke, Diabase usw. fast stets in ihrer normalen grün- oder blaugrauen, weißgrauen, schwarzen oder grünen Farbe antreffen, die vorbesprochene Art der Rötung aber nur ganz ausnahmsweise, und zwar auf schmalen Zonen, die in der hercynischen Richtung der großen Bruchspalten verlaufen[2]), oder man wird — übrigens auch nur als Ausnahme — eine andere Art der Rötung finden, die das Gestein ganz gleichmäßig durchdringt und von Regenwasser nicht ausgespült wird (sie ist besonders im Cambrium und Oberdevon verbreitet, im Culm wohl nie zu finden), oder endlich, man trifft eine in grellroten, blutroten, rostbraunen, rostgelben und schneeweißen Tönen fleckig wechselnde, auch gern neben Klüften sich verändernde und mit reichlicher Quarztrum-Bildung verknüpfte Buntfärbung an (sie ist besonders im Vogtland, und hier wieder namentlich im Culm sehr verbreitet, aber auch sonst gelegentlich zu finden).

K. TH. LIEBE hat als einer der ersten diese verschiedenen Färbungen streng auseinandergehalten und von den drei genannten Umfärbungen die zweite als „frühzeitige [= ursprüngliche] Rötung“ erkannt und beschrieben, — die letztgenannte als „Buntfärbung“, und die erstgenannte, die uns hier also besonders beschäftigt, als „spätzeitige Rötung“ bezeichnet. (Vgl. LIEBE, Schichtenaufbau von Ostthüringen, Abh. Preuß. G. L.-A. 1884, S. 524 bis 530.) Er hebt ausdrücklich hervor, daß die „spätzeitige Rötung“ „sichtlich von außen, von Schichtflächen und Klüftchen aus“ eingedrungen und in tieferen Gelände-

---

[1]) Einzelne Gesteine, z. B. Quarzite, sind allerdings besonders empfänglich, woran ihre stärkere Klüftung schuld sein mag.

[2]) Vgl. ZIMMERMANN, Geologie von Lehesten, Jahrb. Preuß. G. L.-A. für 1898, S. LXXXIV. — Eine ebensolche Rötung von Klüften aus hat übrigens auch DATHE in seiner Geologie von Salzbrunn (Abhandl. G. L.-A., N. F. Heft 13, 1892) beschrieben.

einschnitten oft da nicht zu finden ist, wo sie doch die benachbarten Hochflächen betroffen hat.

Nach Verbreitung und Ausbildung ganz ähnlich dürfte auch jene mir noch nicht aus eigener Anschauung bekannte Erscheinung im Schiefergebirge des südöstlichen Harzes sein, die HORNUNG 1902 als „Regionalmetamorphose“ beschrieben hat, und die sich auch vornehmlich in einer Rötung nahe der Grenze gegen auflagerndes Rotliegendes und Zechstein zeigen soll, wenn auch in Thüringen mit der Rötung weder Quarz- und Albitausscheidungen, noch gar Karpholithbildung oder dynamometamorphe Erscheinungen verbunden sind. Doch stimmt Thüringen mit dem Südostharz darin wieder überein, daß die Schwerspatgänge des Schiefergebirges hauptsächlich in seinem geröteten Teile aufsetzen, und daß in diesem ferner die Schwefelkiese wohl ausnahmslos in Roteisen umgewandelt sind.

JOH. WALTHER[1]) hat für die Thüringer Rötung eine Erklärung dahingehend geben zu dürfen gemeint, daß sie eine in der Rotliegendzeit stattgefundene Lateritisierung sei. KRUSCH hat in seinem Vortrage selbständig dieselbe Deutung für die von ihm beschriebene Rötung des westfälischen Carbons gegeben. HORNUNG führt dagegen seine „Metamorphose“ auf eine Oxydation durch Mutterlaugen zurück, die nach ihm schon in der Rotliegendzeit dort vorhanden waren; LIEBE hat keinen Erklärungsversuch gemacht.

Wenn nun auch WALTHERs Zeitbestimmung für den Rötungsvorgang richtig sein mag, so wage ich doch vorläufig nicht, meinerseits eine positive Ansicht über ihre Ursachen aufzustellen, aber einer Erklärung durch Lateritisierung muß ich entschieden widersprechen. Denn erstens hat es die Lateritbildung, soweit meine Kenntnis dieser Erscheinung reicht, niemals (oder mindestens nicht wesentlich) bis zu wasserfreiem Eisenoxyd, sondern höchstens bis zu roten Stufen des Hydroxyds gebracht; wirklich wasserfreies Eisenoxyd ist aber bei uns die Grundlage der Rötung und tritt selbst als krystallisierter Eisenglanz in manchen unserer geröteten Gesteine, namentlich in unseren Quarziten, auf. — Zweitens fehlen, auch in den obersten Regionen, die für die Laterite angeblich doch so charakteristischen (oft schlackigen) Eisenkonkretionen. — Und drittens soll doch die Lateritisierung eine sehr kräftige Art der Verwitterung sein, aber die von der Rötung betroffenen Thüringer Gesteine sind

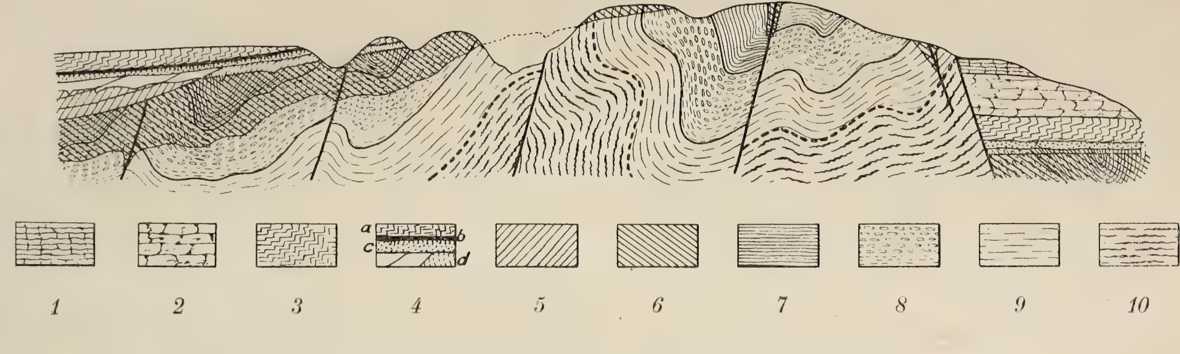
---

[1]) J. WALTHER, Geol. Heimatskunde von Thüringen, 1902, S. 32.

— wenn auch nicht so frisch, wie es die nicht geröteten sein können — doch immerhin noch so fest, daß man sie als gute Bausteine gewinnen kann und z. T. als Dachschiefer zu benutzen wenigstens versucht hat. Ja, es gehören zu den so geröteten Gesteinen auch die seit alters durch ihre prächtig aufgeschlossene Faltung (unter dem diskordant auflagernden Zechstein) und durch ihren Fossilreichtum bekannten oberdevonischen Kalke von der Bohlwand am Roten Berg bei Obernitz (Saalfeld), von denen ein Teil zu großen Trottoirplatten u. dgl. gebrochen wird. (Es handelt sich in diesem Falle wirklich nicht um primär rote Kalke, wie es in der Erörterung des KRUSCHschen Vortrags Herr RAUFF als Vermutung aussprach; denn nur um ein Meßtischblatt südlicher, bei Probstzella und Gräfenthal, haben dieselben Kalke desselben Horizontes noch ihre ursprüngliche graue oder nur eine durch rezente Anwitterung entstandene bräunliche Färbung!) Und nicht bloß die Härte und Festigkeit der geröteten Gesteine spricht dagegen, daß sie eine (lateritische) Verwitterung erlitten haben, sondern vor allem auch der Umstand, daß die Plagioklase der geröteten Diabase oft noch so gut wie frisch sind, und daß der Kalkgehalt der Kalksteine noch vollständig erhalten ist (natürlich soweit er nicht durch rezente Verwitterung fortgeführt ist, der selbstverständlich die geröteten Gesteine ebenso unterliegen wie die nichtgeröteten).

Wenn also auch keine Verwitterung, so ist aber doch die Rötung — das bleibt bestehen — eine an eine alte Erdoberfläche[1]) gebundene Erscheinung, und als solche hat sie in früheren Jahrzehnten, wo die geologische Erkenntnis Thüringens eben erst begann und man die Rötung als ursprüngliche Erscheinung ansah, sogar Anlaß zu der Ansicht gegeben, daß die „Rote Grauwacke" jünger sei als die „Graue" und als die „Grüne Grauwacke" (R. RICHTER). Jetzt wissen wir, daß schon am „Roten Berge" bei Saalfeld (einem Haupt-

[1]) Dies hindert nicht, daß sie sich gegenwärtig tief unter Tage finden kann. So hat z. B. die Bohrung Mittelberg bei Koburg in 523 m Tiefe unter der Talsohle, unter Zechstein und unter dem von 488—523 m Tiefe reichenden Rotliegenden, gerötetes Schiefergebirge (culmische Tonschiefer und oberdevonische Tonschiefer, Kalkknotenschiefer und Quarzite) ergeben, das bei 623 m Tiefe noch nicht seine ursprüngliche Färbung angenommen hatte, wenn auch einzelne weniger oder nicht gerötete Partien zwischendurch schon vorgekommen waren. Merkwürdigerweise waren gerade die Kalkknoten noch mehr gerötet als die einschließenden Schiefer und zeigten zugleich eine gewisse Dolomitisierung, eine Erscheinung, die ich bei dem all die genannten Schichten auch, und zwar auch gerötet, darbietenden obengenannten Aufschluß bei Obernitz nicht beobachtet habe.



Schematisches Profil durch das thüringische Schiefergebirge.

1 Muschelkalk; *2* Buntsandstein; *3* Zechstein; *4a* Zechstein; *4b* Kupferschiefer; *4c* Sanderz und Zechsteinkonglomerat; *4d* Gebleichtes Rotliegendes und Schiefergebirge („Weißliegendes“ und „Weißes Gebirge“); *5* Rotes Rotliegendes; *6* Rötungszone im Schiefergebirge („Rotes Gebirge“); 7 Culm; *8* Devon; *9* Silur; *10* Cambrium.

beobachtungsort RICHTERs), der von ihr seinen Namen hat, der Rötung nicht bloß Culm, sondern auch Oberdevon unterlegen ist, und diese gegenüber auf dem linken Saalufer bis selbst ins Cambrium an geeigneten Stellen zurückgreift. Auch die alten Saalfeld-Kamsdorfer Bergleute kannten und beachteten schon genau das „Rote Gebirge“ unter dem Zechstein, in dem ihre Erzgänge aufsetzten. Und sie ersahen auch aus seiner querschieferigen Spaltbarkeit, daß es nicht mehr zum Zechstein, sondern zum Schiefergebirge gehörte.

Das Profilbild auf voriger Seite soll die Verbreitung der Rötung schematisch dartun. Zugleich aber soll es auch das zweite Phänomen, die Entfärbung der geröteten Gesteine unmittelbar an der Zechsteingrenze, zeigen.

Während in Westfalen nach KRUSCH die Rötung des Carbons bis unmittelbar an die Zechsteindecke heranreicht, findet sich nämlich durch Thüringen hindurch hiervon eine sehr bemerkenswerte Abweichung. Alle geröteten älteren Schichten, gleichviel welcher Formation sie angehören, verlieren an der Zechsteingrenze ihre Rötung ganz und gar; sie nehmen dann aber nicht etwa wieder ihre ursprüngliche (meist ziemlich dunkle) graue Farbe an, sondern eine beinahe weiße, oft mit einem Stich ins Grünliche: aus dem „Roten Gebirge“ wird an der Grenze gegen den Zechstein das „Weiße Gebirge“ der Saalfelder Bergleute. Und zwar beträgt die Mächtigkeit dieser gebleichten Zone 1 bis vielleicht 8 m; die Untergrenze ist sehr scharf, wenn auch nicht eben, vielmehr zieht sie sich entlang von Klüften mehr oder minder tief unter ihre durchschnittliche Lage hinab.

Wie gesagt, betrifft die Weißfärbung jede Formation des Schiefergebirges, aber sie betrifft auch noch das obere Rotliegende, und der entfärbte (oder durch rezente Verwitterung wieder rostgelb gewordene) Teil des „gewachsenen“ Rotliegenden ist es, dem der Name „Weißliegendes“ zukommt.

Ein Teil des Rotliegenden oder — an anderen Stellen — auch des Schiefergebirges ist aber nun s. Z. von der Brandung des Zechsteinmeeres zertrümmert und zu einem Konglomerat (oder Sandstein) umgelagert worden, das, weil es auch weiß aussieht, sich oft nicht — oder nicht scharf — vom obigen Weißliegenden unterscheiden läßt, das aber doch auch oft genug noch durch kalkiges (oder dolomitisches) Bindemittel, in einzelnen Fällen selbst durch marine Versteinerungen (z. B. verschiedene Brachiopoden), seine Zugehörigkeit zum Zechstein zu erkennen gibt. Dieser Teil der weißen Schichten unter dem Kupferschiefer also ist es, der mit Recht

den Namen Zechsteinkonglomerat verdient. Und der alte Streit, ob und wieweit letzteres mit dem „Weißliegenden" identisch sei, der zu den Zeiten von BEYRICH, E. WEISS und GEINITZ die Gemüter erregte, ist nach obigen Auseinandersetzungen theoretisch leicht zu schlichten, wenn auch praktisch im Einzelfalle nicht immer leicht zu entscheiden.

Die Ausbleichung des Weißliegenden wie des Zechsteinkonglomerats ist wohl auf eine Reduktion des Eisenoxyds zu Oxydul (verbunden mit teilweiser Wegführung des Oxyduls) durch sich zersetzende Organismen, die das Zechsteinmeer anscheinend in großer Menge herbeiführte, und auf von diesen ausgehende, in das Liegende eindringende Lösungen zurückzuführen. Diese Menge der Organismen, wenn sie auch figuriert nicht erhalten sind, war so groß, daß die obersten Zentimeter oder selbst Dezimeter der sonst weißen Schichten durch humose oder bituminöse Imprägnierung dunkelgrau bis sogar schwarz gefärbt sein können, und gerade diese Zone ist es, die wieder besonders zur Abscheidung von Erzen aus zuströmenden Lösungen und so zur Umwandlung in „Sanderz" geeignet war.

---

13. Die Mikindanischichten und die jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen in Ostafrika.

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmersdorf, den 10. Februar 1909.

Die Studien von Herrn W. KOERT über *Pecten Vasseli* FUCHS bei Tanga in Deutsch-Ostafrika und das Alter der dortigen „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen", mitgeteilt im Protokoll der Sitzung vom 2. Dezember 1908 (diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber. S. *326—328*), geben mir Veranlassung zu einigen Bemerkungen.

Ich habe seinerzeit[1]) eine Anzahl von Küstenprofilen von der Insel Sansibar und aus der Umgebung von Dar-es-salaam

[1]) E. WERTH: Zur Kenntnis der jüngeren Ablagerungen im tropischen Ostafrika. Diese Zeitschr. **53**, 1901, S. *287—306*.
E. WERTH: Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ostafrika. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin **36**, 1901, S. 115—144.

mitgeteilt, von denen mehrere dem von Herrn KOERT auf der Insel Tanga aufgenommenen Profile insofern ähneln, als dieselben ebenfalls wie dort einen jungen Riffkalk mit einer Decke rotbraunen lehmigen Bodens zeigen, welcher von kalkigen resp. kalkigsandigen Schichten unterlagert wird. Letztere stellen z. B. am Ras Mbueni auf Sansibar einen gelben, wenig harten, glimmerhaltigen Kalksandstein, stellenweise durchsetzt von festeren Bänken eines unreinen Kalkes mit Quarzkörnern, dar. Dieses Gestein scheint mir nicht sehr verschieden von dem der liegenden Schichten auf der Tanga-Insel zu sein, das von Herrn KOERT folgendermaßen beschrieben wird: „Bänke eines kalkig-tonigen Sandes, der Knauern und Linsen von Kalk umschließt, und zwar nach oben hin in wachsender Menge, bis schließlich ein Knollenkalk mit sandig-tonigem Bindemittel entsteht."

Ich habe nun nachzuweisen versucht, daß die liegenden Schichten meiner Profile, die als eine Untere Stufe scharf gegen die überlagernden Kalke usw. abgrenzen, den Mikindanischichten BORNHARDTs entsprechen. Sie bilden hier den Sockel der untersten gehobenen Strandterrasse des ostafrikanischen Küstenlandes, während die Terrassendecke von den Sedimenten der Oberen Stufe, d. h. dem jungen Riffkalke und gleichwertigen sandig-lehmigen Ablagerungen, gebildet wird, welche den „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen" BORNHARDTs zuzuzählen sind.

Während diese letzteren also in deckenartiger Ausbreitung augenscheinlich erst mit der letzten wesentlichen Ausgestaltung der Oberflächenform des ostafrikanischen Küstenlandes abgelagert sind, haben die den Sockel der Terrassen bildenden Mikindanischichten bereits in erheblichem Umfange eine Denudation erfahren und ragen daher vielfach als Inseln aus den jüngeren Ablagerungen hervor. Beiderlei Schichtkomplexe sind also durch eine Erosions- bzw. Abrasions-Diskordanz gegeneinander abgegrenzt und daher als verschiedenaltrige Gebilde anzusprechen.

Es dürfte also wohl die von BORNHARDT nach seinen umfangreichen, auf die meisten Küstengebiete Deutsch-Ostafrikas ausgedehnten Untersuchungen gewonnene Auffassung über die in Frage kommenden Schichten vorderhand zu Recht bestehen bleiben können. Und so scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß auch der überlagernde Riffkalk der Tanga-Insel den kalkig-tonigen Sanden und sandigen Knollenkalken mit *Pecten Vasseli* FUCHS als Terrassendecke auflagert. Daß der Riffkalk weiter draußen ausschließlich das Profil der Steilküste der Insel Ulenge

zusammensetzt, entspricht dem, was wir theoretisch erwarten müssen. Ähnliches wurde auch von mir beobachtet. Jedenfalls wäre von den angegebenen Gesichtspunkten aus eine nochmalige Untersuchung der Profile der Tanga-Bucht schon aus dem Grunde besonders wünschenswert, als der wertvolle Fossilfund des Herrn KOERT die dortigen liegenden Schichten sicherer als bisher festzulegen gestattet.

---

14. Geologische und geomorphologische Terrassenstudien.

Von Herrn K. OESTREICH.

Utrecht, 4. Februar 1909.

Mehrere, von verschiedenen Seiten als Kritik meiner Arbeiten aufgefaßte Bemerkungen C. MORDZIOLS[1]) machen es mir zur Pflicht, dem Erscheinen der weiteren Fortsetzung meiner „Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges" vorgreifend, auch meinerseits dem Leserkreis der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft einige historische Bemerkungen zu unterbreiten.

Als ich während der Herbstmanöver 1900 Gelegenheit hatte, den nördlichen Taunus kreuz und quer zu durchstreifen, wurde mir klar, daß die Oberflächenformen dieses Teiles des Rheinischen Schiefergebirges die einer gehobenen und zerschnittenen Peneplain sind. Abebnung zur Peneplain, Aufwölbung der Oberfläche und, dadurch bedingt, Einsinken des Rheins und Entstehung der Durchbruchsschlucht, das waren die Gedanken über die Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges in seiner heutigen Gestalt, die ich bereits 1902 in meiner Probevorlesung vor der Fakultät in Marburg entwickelte. An ein eingehenderes Studium dieser Oberflächenformen ging ich aber erst, seit ich auf den von TH. FISCHER geführten Studienausflügen auf die Hochfläche der Vordereifel aufmerksam wurde und sie aus morphologischen Gründen sowie wegen ihrer Bedeckung mit Fluß- und Seeablagerungen als ein Stück, von

---

[1]) PETERMANNS Mitteilungen 1908, S. 121. Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsberichte 12, S. *337* ff.

der Mosel unabhängiger Landoberfläche erkannte, kurz als eine gehobene Peneplain, und zwar aus der Zeit zwischen den oligo-miocänen Seebildungen und darauf folgender Störungsperiode einerseits, dem Einsinken der Mosel in diluvialer Zeit andererseits. Also wahrscheinlich pliocän!: ein Stück aus einem älteren Zyklus stammender Landoberfläche, das nicht die durchsunkene Terrasse eines noch bestehenden Flusses darstellte, wie die schon vorher durch E. KAISER bekannt gewordene pliocäne Kieseloolithschotter-Terrasse an Mosel und Niederrhein.

Dieses morphologische Ergebnis bewog mich, nach ähnlichen Landschaftsformen in der Gegend des Rhein-Engtals zwischen Bingen und Koblenz zu suchen, zumal mir erinnerlich war, daß die seinerzeit von mir gesehenen und von E. HOLZAPFEL auf Blatt St. Goarshausen der geologischen Karte eingetragenen Schotter von Reitzenhain auf einer ähnlichen, hochgelegenen und zerschnittenen „Fastebene“ liegen.

Es ergab sich jedoch, daß hier das Rheintal selbst in einer breiten, durch Reste von Flußablagerungen als durchsunkene Talsohle gekennzeichneten Hochfläche eingeschnitten ist, die nichts anderes als die Fortsetzung der weiter talabwärts von PHILIPPSON als „Trog“ bezeichneten Niederung darstellt. Meiner Auffassung nach mußte sich die diluviale Engschlucht des Flusses aus einem derartig breiten, aber in geringer Meereshöhe gelegenen Tale durch Emporwölbung des alten Faltenrumpfes entwickelt haben, wie es vorher auch von PENCK („Das Deutsche Reich“ in „Unser Wissen von der Erde“) und von DAVIS (Physical Geography, Boston 1898, S. 191) gemutmaßt, aber natürlich noch nicht durch Einzeluntersuchung bewiesen worden war. Daß es sich bei dem „Trog“ in dieser Gegend tatsächlich um den Talweg eines von S nach N fließenden, das Mainzer Becken entwässernden Stroms, also eines „Rheins“ handelt, schloß ich aus mehreren Gründen: erstens weil das diluviale Rheintal nichts anderes ist als die Fortentwicklung dieses Tals oder, entwicklungsgeschichtlich gesprochen, das Werk eines neuen Zyklus, aber nicht ein neues Tal; zweitens weil die großen Buntsandsteinblöcke, die für den Schuttstromrest von Reitzenhain kennzeichnend sind, für einen längeren Transport aus wahrscheinlich südlicher Heimat sprechen, und drittens aus einer eingehenden Untersuchung des ganzen rheinischen Durchgangstals. Auf ein pliocänes Alter schloß ich aus ähnlichen Gründen, wie sie mich bei der zeitlichen Datierung der Vordereifel-Fläche geleitet hatten.

Ein mathematisch scharfer Beweis ist das ebensowenig wie die Zuweisung der Schotter von Reitzenhain ins Unterpliocän aus dem Grunde, weil die Dinotheriensande des Mainzer Beckens gleichfalls Kieseloolithe enthalten. Es handelte sich aber auch nur um eine entwicklungsgeschichtliche Erklärung der heutigen Oberflächenformen. Deshalb sprach ich in meiner, ohne eigene Schuld sehr spät veröffentlichten Abhandlung[1]) unter den Geographen (und auch unter den Geologen?) als erster klipp und klar aus, daß der „Trog" PHILIPPSONs das pliocäne Rheintal sei, und daß das Rheintal seine Erklärung finde durch ruckweise Emporwölbung des alten Faltenrumpfes.

Eine Konkurrenz mit MORDZIOLs, mir erst nach meinen eigenen Feststellungen durch E. KAISER mitgeteilten Studien war schon darum ausgeschlossen, weil die geologische Untersuchung von stratigraphischen, meine aber von geomorphologischen Gesichtspunkten ausgegangen war. Diese ließen mich auf Grund meiner Terrassenstudien den pliocänen Rhein in Gedanken bis ins Mainzer Becken verfolgen, weil ich den „Durchbruch" des Flusses mir anders nicht erklären konnte. Wenn aber die Funde von Kieseloolithen in den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens, durch MORDZIOL, E. KAISER die Vermutung nahe legten, daß der Rheindurchbruch schon in der Unterpliocänzeit bestanden habe[2]), so war das eben nur eine bescheiden vorgebrachte Vermutung, solange die Durchgangsstrecke nicht untersucht war; und wenn MORDZIOL als Ergebnis seiner Untersuchungen sich zunächst doch nur dahin äußerte, „daß ein räumlicher, zeitlicher und genetischer Zusammenhang der unterpliocänen Dinotheriensande des Mainzer Beckens mit den Kieseloolithschottern des Rheintals sichergestellt sein dürfte"[3]), so war es um so mehr meine Pflicht, hochgeschätzten Autoritäten gegenüber meine Auffassung von der Geschichte des Rheindurchbruches nach morphologischer Methode im geographischen Fachblatte darzustellen.

Das von MORDZIOL festgestellte Auftreten der Kieseloolithe in den Schottern von Reitzenhain zu erwähnen, lag kein Grund vor, da der wirkliche Zusammenhang dieser

---

[1]) Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANNS Mitteilungen 1908, S. 75 ff.

[2]) Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet usw. Jahrbuch der Preuß. Geol. Landes-Anst. für 1907, S. 86.

[3]) Berichte über die Versammlungen des Niederrheinischen Geologischen Vereins. Versammlung zu Burgbrohl. Bonn 1907, S. 11.

Kieseloolithschotter mit denen der Dinotheriensande nicht festgestellt ist. Es ist wahrscheinlich, aber nicht bewiesen, daß alle Kieseloolithschotter des Rheintals unterpliocän sind. Einer Auseinandersetzung über diesen Punkt glaubte ich entraten zu sollen. Der in Nr. 11 der Monatsberichte dieser Zeitschrift veröffentlichte Vortrag von MORDZIOL („Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge“) zeigt, wie recht ich hatte; denn nun nimmt MORDZIOL an, daß wohl im Unterpliocän der Rhein bestand, im Oberpliocän aber nicht mehr[1]). Demnach bliebe also das Problem des Rheindurchbruchs bestehen! Sollte nicht, unter der Voraussetzung, daß die rheinische Pliocänterrasse wirklich den Talboden des unterpliocänen Rheines darstellt, das Oberpliocän die Zeit des Durchsinkens dieses Talbodens gewesen sein? das Unterpliocän also das Ende eines Zyklus darstellen mit greisenhaftem Flusse, das Oberpliocän aber das erste Stadium eines neuen Zyklus mit jugendlichem, erodierendem Flusse? Daß oberpliocäne Ablagerungen eines Flusses nicht vorhanden sind, beweist doch nichts gegen seine Existenz zu jener Zeit; im Gegenteil, je frischer, je lebhafter und jugendlicher ein Fluß ist, um so weniger hat der spätere Beobachter Gelegenheit, die Ablagerungen dieses Flusses anzutreffen. Meiner Auffassung nach hat der Rhein kontinuierlich durch die ganze, hier in Rede stehende Zeit hindurch bestanden.

Da jedoch diese Untersuchung durch das Problem des oberpliocänen Sees in der Mainebene kompliziert wird, verzichtete ich bei der Notwendigkeit, mich auf knappe Andeutungen zu beschränken, in diesen aber das Wichtigste mitzuteilen, auf Erwähnung von MORDZIOLs Auffindung von Kieseloolithen bei Reitzenhain, zumal ich bei neuerlichem Besuche der Lokalität keine Oolithe, nur wenige Lydite und ähnliche Gesteine fand, von neuem aber durch die Größe, Häufigkeit und vollkommene Politur der Buntsandsteinblöcke und -gerölle frappiert wurde.

Selbstverständlich waren es aber nicht die Buntsandsteine, die für mich bewiesen, daß hier ein älter als altdiluviales und jünger als miocänes Tal vorliegt, sondern die Höhenlage und der Terrassencharakter der ganzen Hochfläche von St. Goarshausen. Die morphologische Beweisführung betrachtet in erster Linie das Bodenrelief, Talform, Gehängeformen, Verebnungen, und sucht diese genetisch zu deuten;

[1]) Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsberichte 11, S. *274*.

und der morphologischer Beweis kann als gesichert gelten, wenn diese Deutung und Bestimmung erlaubt, die Entwicklung einer Bodenform durch alle in den Formen der Landoberfläche noch erkennbaren Stadien hindurch zu verfolgen. Die Buntsandsteingerölle dienten mir nur dazu, einem geologischen Publikum — und auch unser geographischer Leserkreis verlangt in erster Linie den geologischen Beweis — einen geologischen Wahrscheinlichkeitsbeweis an die Hand zu geben. In jenem Stadium morphologischer Forschung mußte ich mir allerdings versagen, MORDZIOLs auf lithologischer Unterscheidung beruhender Gliederung der Quarzschotter zu folgen; doch kann ich heute wohl zugeben, daß sie begründet war und einen glücklichen Gedanken darstellt.

Zum Schlusse möchte ich bemerken, daß es mich mit Freude erfüllt, zu sehen, wie in unserm Falle geologische und geomorphologische Feldarbeit zeitlich und in ihren Ergebnissen Hand in Hand geht, ja daß sogar wechselseitige Befruchtung stattfindet; und ebenso wie ich gestehe, daß E. KAISERs Datierung der pliocänen Rheinterrasse von Oberlützingen mir den Mut gab zur Datierung pliocäner Landformen seitab der Täler, freue ich mich, aus dem in Nr. 11 dieser Monatsberichte veröffentlichten Vortrag meines, ich darf wohl sagen, geschätzten Mitarbeiters MORDZIOL zu ersehen, wie geomorphologische Denk- und Ausdrucksweise nun auch vom Geologen geübt wird.

---

15. Die Paludinensande und die Seenrinne im Grunewald bei Berlin.

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmersdorf, den 25. Februar 1909.

Zu den Ausführungen von Herrn EDW. HENNIG über einen neuen Fundort von *Paludina diluviana* (diese Monatsberichte **60**, 1908, Nr 12, S. *342—347*) seien mir einige ergänzende Bemerkungen gestattet.

Das Vorkommen von *Paludina diluviana* KUNTH in den Sanden des östlichen Grunewaldes ist mir seit langem bekannt. Ich habe die betreffenden Aufschlüsse — es kommen außer dem von Herrn HENNIG beschriebenen noch in Betracht 1. ein

kleiner, jetzt verfallener Anstich an der ersten Weggabelung nordwestlich von Paulsborn, 2. eine ebenfalls schon lange fast vollkommen verstürzte Sandgrube auf der Paulsborner Talinsel in der südsüdwestlichen Verlängerung des Grunewaldsees und 3. die alte Grube am Rienmeister-See — seit Jahren in ihren fortschreitenden Veränderungen verfolgt, um ein um so sichereres Urteil über die Lagerungsverhältnisse ihrer Schichten zu gewinnen.

Am unzweideutigsten sind die letzteren am Rienmeister-See. Hier haben wir zu unterst diskordant parallel geschichtete Sande, Grande und Kiese von unbekannter Mächtigkeit, die ziemlich reichlich *Paludina diluviana* führen. Überlagert werden diese Schichten von Geschiebesand und schichtigem Geschiebelehm in einer Mächtigkeit von zusammen 1 bis fast 3 m. Ähnlich liegen die Verhältnisse nun auch in den Aufschlüssen bei Paulsborn; doch tritt hier kein Geschiebelehm auf, er wird vielmehr lediglich von geschiebeführendem Sande vertreten, welcher die Deckschicht bildet und wohl der unweit westlich auftretenden Geschiebelehmbedeckung gleichwertig zu erachten ist.

Wir haben es also zwischen dem Grunewald- und Rienmeister-See zweifellos mit fluviatilen (oder event. lakustren) Sanden zu tun, die von einer subglazial gebildeten Ablagerung — in der Grube beim Rienmeister-See sind schöne Flächner und gekritzte Geschiebe häufig — überlagert werden. Daß diese letztere dem „oberen“, jüngsteiszeitlichen Geschiebemergel entspricht, ist wohl mehr als wahrscheinlich. Und wenn nun auch die die Paludinensande unterlagernden Schichten an Ort und Stelle nicht aufgeschlossen sind, so kann es doch nach den Ergebnissen der in der Nachbarschaft (bei Schlachtensee und Nikolassee) niedergebrachten Bohrungen sowie den bekannten Lagerungsverhältnissen der Diluvialschichten am Nord- und Nordostrande des Teltow-Plateaus keinem Zweifel unterliegen, daß unsere Sande auch von subglazial entstandenen Schichten unterlagert werden. Ich stimme daher Herrn HENNIG bei in der Ansicht, daß hier ein Äquivalent der „Rixdorfer Sande“ bzw. letztes Interglazial vorliegt.

Was nun das Auftreten der *Paludina diluviana* in diesen Sanden angeht, so ist die Schnecke auch nach meiner Ansicht hier als typisches Interglazialfossil aufzufassen. Der außerordentliche Reichtum an wohlerhaltenen Schalen, namentlich in den Aufschlüssen bei Paulsborn, ließe den Gedanken an eine sekundäre Lagerstätte bzw. an eine Überführung der Schneckenschalen aus dem vorletzten Interglazial in das letzte

mit Hilfe des Inlandeises wohl nicht aufkommen, wenn nicht die *Paludina diluviana* lange Zeit als Leitfossil ausschließlich für das ältere Diluvium gegolten hätte. Im Mai 1908 legte ich Herrn HELGI PJETURSS, welcher bei seinen Studien auf Island Gelegenheit gehabt hatte, durch einen rezenten Gletscher umgelagerte Schalreste zu untersuchen, Paludinenschalen aus dem Grunewalde vor. Derselbe hielt es in Anbetracht des Erhaltungszustandes der letzteren für unwahrscheinlich, daß sie (durch das Inlandeis) umgelagert seien.

In den Kiesgruben bei Gluwno-Hauland in der Provinz Posen ist meines Wissens zuerst, und zwar von WAHNSCHAFFE, das Vorkommen der *Paludina diluviana* in den Schichten des jüngsten Interglazials nachgewiesen und ausdrücklich als auf primärer Lagerstätte befindlich aufgefaßt worden[1]). Neuerdings nun betrachtet derselbe Forscher auch das bekannte Vorkommen bei Rathenow als dem letzten Interglazial angehörig [während es früher von ihm in das vorletzte Interglazial gestellt wurde][2]). Gilt somit das Auftreten der *Paludina diluviana* auch im letzten Interglazial längst als Tatsache, so liegt auch für das Vorkommen im Grunewalde kein Grund zu einer anderen Deutung vor.

Was mich bei diesen Funden am meisten interessierte, war das Auftreten der Paludinensande im Konnex mit der Seenrinne des Grunewaldes. An den Weggabelungen nordwestlich des Paulsborner Restaurants treten die interglazialen Schichten an der westlichen, beim Rienmeister-See an der östlichen Uferböschung der Seenrinne auf, während sie in der Insel unmittelbar südwestlich Paulsborn innerhalb der Rinne selbst ganz augenscheinlich den Rest einer ehemaligen Talschwelle darstellen, wie solche für die Seenkette des Grunewaldes und ähnliche Bildungen im nordeuropäischen wie anderen Inlandeisgebieten ganz allgemein verbreitet sind. Wie Herr HENNIG bei Paulsborn, so beobachtete auch ich am Rienmeister-See ein teilweises Einfallen der Sande im Sinne der Uferböschung neben geringen Biegungen der Schichten. Auch ich möchte hierin alte, schon bei Bildung der Rinne zustande gekommene Störungen sehen, zumal sich die glaziale Deckschicht am Rienmeister-See tief in die Rinne hinabzuziehen scheint.

---

[1]) Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1896, Bd XVII, Berlin 1897, S. LXXXII.

[2]) Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., 1909, S. 305 u. 306.

Dagegen fand ich in der unmittelbar südwestlich Paulsborn gelegenen inselförmigen Talerhöhung, dem erwähnten Reste einer offenbaren Talschwelle, bei meinem Besuche im März 1906, als die bezeichnete Grube noch einen ganz frischen, von oben bis unten glatten Aufschluß darbot, die *Paludina*-führenden, kreuzgeschichteten Sande gänzlich ungestört. Die ungestörte Lagerung und die hier besonders zahlreichen, wohlerhaltenen Schneckenschalen waren mir ein Beweis für die Unhaltbarkeit der Auffassung der jetzt veralteten geologischen Karte (Blatt Teltow der Landesaufnahme), auf welcher diese Insel als „Abrutschmasse“ koloriert ist.

Auch die anderen Talschwellen der Grunewaldrinne wurden bisher zumeist als Abrutschmassen aufgefaßt. So z. B. zwischen der Krummen Lanke und dem Schlachtensee, wo sie fast die Höhe des Plateaus zu beiden Seiten erreicht, und somit keine Talböschungen mehr vorhanden sind, von welchen die „Abrutschmassen“ stammen könnten. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei der Schwelle zwischen dem Südende des Schlachtensees und dem Nikolassee bzw. der Rehwiese. Die Schwelle nordöstlich vom Rienmeister-See, welche das südlich Paulsborn gelegene, heute von Torfbildungen angefüllte Becken südwärts abschließt, ragt hingegen in Form von niedrigen Sandhügelchen nur wenige Meter über die heutige Talsohle auf. Aber trotzdem liegt auch hier kein Grund vor, sie als Abrutschmassen oder, wie die geologische Karte an dieser Stelle will, als Flußterrasse anzusehen. Noch niedrigere Talschwellen haben wir uns an anderen Stellen, wie zwischen dem Rienmeister-See und der Krummen Lanke und im wesentlichen auch bei Hundekehle, unter der Torfauffüllung der Rinne vergraben zu denken. Denn anders erscheint beim Mangel einer deutlichen Talverengung die Zweiteilung eines Beckens durch Torfwuchs schwer verständlich.

Ganz entsprechend ist auch das nördlichste, heute durch menschliche Eingriffe beträchtlich veränderte Teilstück der Seenkette gestaltet, d. i. vom Hundekehlensee bis zum Lietzensee. Zwischen dem erstgenannten und dem Langen und Runden Fenn (jetzt Diana- und Königssee) sowohl wie auch zwischen letzteren und dem Halensee sind hohe Talschwellen vorhanden. Auch zwischen dem Halensee und dem Lietzensee dürfen wir wohl eine, wenn auch niedrige Schwelle annehmen, obwohl die starke Bebauung und Beschüttung des Terrains die ursprünglichen Verhältnisse hier nicht mehr klar zu rekonstruieren gestatten.

Aus den Ergebnissen südlich vom Grunewaldsee ergibt sich nun folgendes: Die Einlagerung der Rinne in interglaziale Schichten beweist, daß sie durch Erosion entstanden ist, und nicht etwa eine zufällige Depression zwischen ungleichmäßig abgelagerten und unruhige Oberflächenformen bildenden Gletscherschuttmassen darstellt. Die Bildung der Talschwelle aus demselben interglazialen Materiale beweist, daß dieselbe nicht nachträglich durch Auffüllung gebildet, sondern gleichfalls durch die Erosion mitherausgearbeitet worden ist. Solche Formen, d. h. Talungen mit ungleichsinnigem Sohlengefälle, können aber nicht durch die Erosionswirkung subaerisch fließenden Wassers entstanden sein; für ihre Bildung müssen wir vielmehr das Inlandeis bzw. die unter dem Drucke desselben fließenden Schmelzwässer verantwortlich machen. Speziell für die Grunewald-Seenrinne ist eine solche Entstehungsweise auch von WAHNSCHAFFE als wahrscheinlich hingestellt worden[1]).

Die Seenkette im Grunewald stellt ein typisches Beispiel eines Glazialtales dar, d. h. einer Talform, wie sie für die diluvialen Vereisungsgebiete charakteristisch ist, und deren markanteste Eigentümlichkeit die Ungleichsinnigkeit ihres Sohlengefälles, das heißt ihre Zusammensetzung aus einzelnen Becken mit zwischenliegenden Schwellen, ist.

Ist die Deutung der Paludinensande als letztes Interglazial richtig — dieselbe dürfte wohl kaum auf Widerspruch stoßen —, so kommen wir mithin auch zu einer ziemlich sicheren Altersbestimmung der Seenrinne: Dieselbe ist während der letzten Eiszeit (im strengsten Sinne, d. h. während die betreffende Gegend noch vom Eise bedeckt war) ausgefurcht worden.

---

[1]) WAHNSCHAFFE, GRAEBNER, DAHL: Der Grunewald bei Berlin. Jena (GUST. FISCHER) 1907, S. 15.

Neueingänge der Bibliothek.

Bärtling, R.: Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **61**, 1909, Monatsber. 1. Berlin 1909.
— Über die Obere Kreide im Südosten des niederrhein.-westfäl. Steinkohlenbeckens. S.-A. aus: Berichte des Niederrhein. geol. Vereins, Versammlung vom 22.—25. Mai 1908 zu Münster.
— Flözleeres und Unterkarbon im Felde der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. S.-A. aus: Glückauf, **45**, 1909, Nr 6. Essen/Ruhr 1909.
— Muschelkalk an der holländisch-deutschen Grenze. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **60**, 1908, Monatsber. 12. Berlin 1908.
Cappelle, H. van: Essai sur la Constitution Géologique de la Guyane Hollandaise. Baarn, Hollande, Imprimerie Hollandia (Société Anonyme).
Erdmannsdörffer, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 5. Über Andalusit führende Granite und Porphyroide vom Ostrande des Brockenmassivs. S.-A. aus: Jahrb. der Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 1. Berlin 1908.
Gothan, W.: Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobot. Tatsachen. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 2. Berlin 1908.
Haack, Wilhelm: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.
Hennig, Edw.: Über einige Pyknodonten vom Libanon. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
— *Macropetalichthys pelmensis* n. sp. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
— *Saurichthys*-Funde von Rüdersdorf. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 12.
— Ein neuer Fundort von *Paludina diluviana*. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **60**, 1908, Monatsber. 12. Berlin 1908.
— Die Tektonik der Alpen. Organ der deutschen Gesellschaft für volkstümliche Naturkunde VII, Nr 23 u. 24. Berlin 1908.
— *Gyrodus* und die Organisation der Pyknodonten. (Inaugural-Dissertation.) Berlin 1908.
Kaiser, Erich: Sur une ancienne embouchure de la Meuse près de Bonn. Extrait du Bulletin de la Société Belge de Géol., de Pal. et D'Hydr. XXI, 1907. Brüssel 1907.
— Die Entstehung des Rheintals. S.-A. aus: Gesellsch. deutscher Naturforscher u. Ärzte. Verhandlungen 1908. Leipzig 1908.
Kolesch, Karl: Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ost-Thüringen. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.

Krusch, P.: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der geologischen Spezialaufnahme. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.

Menzel, Hans: Über die Quartärfaunen im nördl. Vorlande des Harzes und die Nehringsche Steppenhypothese. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr 3. Stuttgart 1909.

— Über die Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz. S.-A. aus: 1. Jahresber. d. Niedersächsischen geol. Vereins 1908.

— Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südl. Hannover. 4. Das Kalktufflager von Lauenstein. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil I, H. 3. Berlin 1908.

Meyer, Hermann: Einige Lößprofile der Wetterau. S.-A. aus: Ber. d. Oberhess. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Gießen. N. F. Bd III, 1909. Gießen 1909.

— Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. S.-A. aus: Ber. d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B. XVII, 1909. Freiburg 1909.

Renz, Carl: Trias und Jura in der Argolis. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **58**, 1906. Berlin 1906.

— Geologie von Griechenland. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., **60**, Monatsber. 5, 1908. Berlin 1908.

— Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. S.-A. aus: Centralbl. Min., 1904. Stuttgart 1904.

— Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und Akarnanien. S.-A. aus: Centralbl. Min., 1905, Nr 9. Stuttgart 1905.

— Der Jura von Daghestan. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1904, II. Stuttgart 1904.

— Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beilage-Bd. XXI, 1905. Stuttgart 1905.

— Zur Geologie der südöstlichen Rheinpfalz. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **53**, Monatsber. 12. Berlin 1905.

— Zur Geologie Griechenlands. S.-A. aus: Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1907, Nr 4. Wien 1907.

— Études nouvelles en Grèce. Extrait du Bulletin de la Société Géol. de France (4) VII, 1907. Paris 1907.

— Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. Extrait du Bulletin de la Société Géol. de France (4) VII, 38, 1907. Paris 1907.

— Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. S.-A. aus: Compt. rend. Congr. int. géol. Mexiko 1907.

Renz, Carl, u. Frech, F.: Neue Triasfunde auf Hydra und in der Argolis. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Beilage-Bd. XXV, 1908. Stuttgart 1908.

Reuning, E.: Goldbergbau in South Mahratta, insbesondere die Goldfelder zu Dharwar in Vorderindien. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 1908. Berlin 1908.

— Über ein Vorkommen von Magnesiumpektolith aus dem grobkörnigen, hornblende- und glimmerführenden Diabas zu Burg bei Herborn. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 24. Stuttgart 1907.

Spethmann, Hans: Geologische Probleme in der näheren Umgebung Lübecks. S.-A. aus: Lübeckische Blätter 1904, Nr 4. Lübeck 1909.

Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund: Festschrift infolge des 50jährigen Bestehens 1858—1908.

WAHNSCHAFFE, FELIX: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Dritte neubearb. u. vermehrte Auflage. Zugleich 3. Aufl. von „Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde“ VI, H. 1. Stuttgart 1909.

WILCKENS, OTTO: Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins zu Münster i. W. am 22.—25. Mai 1908.

— Über die Geologie der Alpen, ihren gegenwärtigen Stand und ihre Bedeutung für das Verständnis der deutschen Gebirge. Versamml. d. niederrh. geol. Vereins zu Münster i. W. am 22.—25. Mai 1908.

— Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rhein. Schiefergebirge). S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. f. 1908, **60**, Monatsber. 12. Berlin 1908.

— Das krystalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins zu Cöln am 4. Januar 1909.

— Das krystalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. S.-A. aus: Der Steinbruch, 3. Jahrg., 1908. Berlin 1908.

WOLLEMANN, A.: Nachtrag zu meinen Abhandlungen über die Bivalven und Gastropoden der Unteren Kreide Norddeutschlands. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, Teil II, H. 1. Berlin 1908.



Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 4. **1909.**

Protokoll der Sitzung vom 7. April 1909.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Prof. W. SCHMIDLE, Direktor der Oberrealschule in Konstanz (Baden), vorgeschlagen von den Herren DEECKE, SCHALCH und SCHNARRENBERGER;

Herr H. A. BROUWER, Bergingenieur, in Blarikum (Holland), vorgeschlagen von den Herren CREDNER, BORNEMANN und NAUMANN;

Herr Dr. BORIS SPULSKI, Assistent am Geologischen Institut der Universität Königsberg, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, STILLE und STREMME;

Herr PAUL MÜLLER-HERRINGS, Bergreferendar, in Colmar i/E., Bruatstr. 6, zurzeit Berlin, Invalidenstraße 40/41, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und MICHAEL.

Sodann verliest der Vorsitzende einen Brief des Herrn POMPECKJ in Göttingen, den derselbe zugleich mit seinem Aufsatz in der Frankfurter Zeitung „Der Bildungswert der Geologie" eingeschickt hat. Herr POMPECKJ hat damit den ihm in Dresden von der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft gewordenen Auftrag erledigt, für die Tagespresse einen Artikel über die gefaßte Resolution, den Unterricht in der Geologie betreffend, zu schreiben.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften besprochen hat, erteilt er Herrn LOTZ zu seinem Vortrage

Reisebilder aus Deutsch-Südwestafrika (mit Lichtbildern), das Wort; an der Diskussion beteiligen sich Herr ZIMMERMANN und der Vortragende.

Herr **HAARMANN** sprach **über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück.**

Da die Ergebnisse der Untersuchungen im Gebiete des Piesberg-Sattels an anderer Stelle[1]) ausführlich dargestellt sind, so kann ich mich hier auf die wichtigsten Punkte beschränken: besonders sollen die stratigraphischen Verhältnisse nur kurz erwähnt werden.

Die ältesten bei Osnabrück anstehenden Schichten sind Carbon, und zwar entsprechen sie der oberen Saarbrücker Stufe. Über diesen folgt mit schwacher Diskordanz, unter Ausfall des Rotliegenden, Zechstein in ähnlicher Ausbildung wie im übrigen Norddeutschland. Die zum Teil mächtigen Anhydrit- und Gipslager sind am Ausgehenden ausgelaugt, so daß dort der Zechstein eine nur geringe Mächtigkeit (15 m) hat. Nennenswerte Kali- und Steinsalzlager fehlen. Der nur etwa 400 m mächtige Buntsandstein hat keine festen, geschlossenen Sandsteinbänke, ebenso wie dies von Herrn Prof. KRUSCH in der Februar-Sitzung aus Westfalen berichtet wurde. Der etwa 150 m mächtige Muschelkalk ist im allgemeinen so ausgebildet wie weiter südlich; die einzelnen Zonen des Wellenkalks sind nur noch teilweise deutlich auszuscheiden. Die drei Glieder des Keupers sind denen in Westfalen ähnlich, nur erscheint die Mächtigkeit des Gipskeupers mit 70 m außerordentlich reduziert, so daß die Gesamtmächtigkeit des Keupers auf 150 m angegeben werden kann. Die Trias ist somit bei Osnabrück rund 700 m mächtig, gegenüber etwa der doppelten Mächtigkeit im Wesergebiete. Der Jura ist, soweit bisher bekannt, in etwa gleicher Stärke vorhanden wie in Westfalen. Ob die Mächtigkeit der Kreide wirklich so erheblich größer ist als am südlichen Osning, wie HASEBRINK[2]) meint, ist wohl noch zu untersuchen[3]). Von Tertiär finden sich Oligocän und Mittelmiocän.

---

[1]) HAARMAMN: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, 1. Zuvor ohne Tafeln als Inaug.-Diss. Berlin 1908 veröffentlicht.

[2]) HASEBRINK: Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf. f. 1907, 254 ff.

[3]) Vgl. auch MESTWERDT: Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber., S. *62*.

An drei Stellen tritt bei Osnabrück, wo der Osning und das Wiehengebirge bald in der norddeutschen Tiefebene auslaufen, Carbon zutage: am Piesberg, Hüggel und an der Ibbenbürener Bergplatte, während weiter nach SO trotz Zunahme der Gebirgshöhen nur jüngere Schichten anstehen. Schon



Übersichtskarte der Umgebung von Osnabrück.

Friedrich Hoffmann erklärte dies durch die verringerte Mächtigkeit der Trias bei Osnabrück, die bewirkt, daß verhältnismäßig unbedeutende Verwerfungen schon alte Schichten emporbringen können. Wenn Hoffmann auch Einzelheiten nicht erkannte, so ist seine Ansicht, wie die obigen Mächtigkeitsangaben zeigen, doch im Grunde richtig.

Der Piesberg tritt in einer Hebungslinie, dem Piesberg-Sattel, zutage, der im allgemeinen der südlich von ihm verlaufenden Osning-Achse gleichgerichtet ist. Zur Veranschaulichung dessen und zur Erläuterung der folgenden Ausführungen ist die vorstehende Übersichtsskizze der Osnabrücker Gegend beigefügt. Der Piesberg ist ein Halbsattel, dessen Schichten nach W allmählich, nach N und S rascher unter jüngere Formationen untertauchen. Nur im O wird das Carbon durch eine Verwerfung von rund 400 m Sprunghöhe begrenzt. Die äußere Gestalt des Berges entspricht seinem geologischen Bau. Im O legen sich an den nördlich streichenden Abbruch mit gleichem Streichen Buntsandstein und jüngere Schichten, die vielfach verworfen sind, und in die an einer Stelle (bei Mosting) Mittelmiocän eingesunken ist. Der Untere Keuper nimmt im Haster Berge wieder das der Sattelachse entsprechende W—O-Streichen an. Weiter nach O wird der Keuper in der Sattellinie durch ältere Schichten, Buntsandstein, verdrängt. Der Übergang wird nicht durch Brüche vermittelt, sondern im wesentlichen durch Faltung, wobei die Schichten, im Nettetale, wieder ein nördliches Streichen annehmen, so daß nach O immer ältere Schichten bis zum Buntsandstein zutage treten. Der Sattel verläuft nun mit regelmäßigem Bau in südöstlicher Richtung bis an die Bahn Osnabrück—Bremen, hinter der in der Sattelachse das Tertiär von Astrup, Mittel- und Oberoligocän, eingesenkt erscheint. Östlich der Tertiärversenkung nimmt mit einer geringen Verschiebung nach S der Piesberg-Sattel seine weitere Fortsetzung nach O bis etwa in die Gegend von Melle.

Im weiteren Verlauf des Sattels vom Piesberg nach W behält dieser seine ost-westliche Richtung bis zur Düte bei. Entlang dem südwestlich verlaufenden Dütetale scheint eine Verwerfung durchzusetzen, welche die Piesbergachse nach S bis über Wersen hinaus verwirft. Von hier an ändert sie ihre bisherige westliche Richtung und biegt, bezeichnet durch Buntsandstein, allmählich immer stärker nach N um, bis sie bei Neuenkirchen ein rein nördliches Streichen zeigt. Auf dem östlichen Flügel des sich nach N wendenden Sattels verläuft eine Verwerfung, die an der Dütetalspalte mit geringer Sprunghöhe beginnt und, parallel mit der Achse verlaufend, nach N immer stärker verwirft, bis an dem Wellenkalk des Sattels der Obere Jura des Wiehengebirges mit ost-westlichem Streichen abbricht. Die Verwerfung stellt sich als ein Abbruch dar, an dem das Wiehengebirge im W sein Ende erreicht. Östlich der Düte bildet der Jura des Wiehengebirges das normale Hangende der südlich folgenden Schichten bis zum Carbon des

Piesbergs; von hier jedoch erscheinen, je weiter nach N, um so mehr, die östlich des Wiehengebirgsabbruchs folgenden Schichten gegenüber der Hebungslinie abgesunken.

Die Ursache für die Richtungsänderung des zunächst ostwestlich streichenden Piesberg-Sattels ist offenbar die ausgedehnte, einer westlichen Verlängerung der Achse des Piesbergs sich vorlegende Ibbenbürener Bergplatte, die im Zusammenhang mit der Osning-Achse zutage tritt. Diese wirkte als ein Widerlager, das einen gleichmäßigen Weiterverlauf des Piesberg-Sattels nach W verhinderte. Dort, wo sich die beiden Aufpressungslinien am nächsten kommen, haben naturgemäß die stärksten Druckwirkungen stattgefunden: zwischen beiden sind die Schichten grabenförmig eingesunken. In diesem Graben steht vorwiegend Jura über Tage an. Je mehr der Piesberg-Sattel nach N umbiegt und die beiden Hebungsgebiete damit nach W divergieren, um so geringer werden die Spannungen zwischen beiden geworden sein, so daß die bedeutenden Verwerfungen, welche die Ibbenbürener Bergplatte im östlichen Teile ihres Nordrandes gegen den eingesunkenen Jura begrenzen, vielleicht nach W bald ausklingen. Ausgedehnte quartäre Deckschichten entziehen diese Verhältnisse unserer Beobachtung, weshalb sich über den Bau des Gebiets nichts Sicheres sagen läßt. (Nur in der Fortsetzung eines kleinen Sattels, der in der Höhe von Seeste vom Piesberg-Sattel nach NW abzweigt, konnten östlich von Recke bei den Höfen von Tospan und Weskamp Schichten nachgewiesen werden, die zum Keuper [Gipskeuper?] gehören dürften.)

Was die Zeitlichkeit der Aufrichtung des Osnings und Wiehengebirges betrifft, so deuten schon die von GAGEL bei Ösede festgestellte Transgression des Wealdens, die von HAACK im Hüggelgebiet beobachteten Schichtlücken im Liegenden des Neocoms und das Auflager des Obersenons von Haldem auf Schichten der Unteren Kreide, worüber ich noch näheres mitteilen werde, darauf hin, daß die ersten, verhältnismäßig nicht sehr bedeutenden Aufrichtungsvorgänge des Osningsystems vortertiären Alters sind. Da wir jedoch am Osning die gesamte Schichtenfolge der Kreide bis zum Emscher kennen, so wird man, was schon STILLE ausgesprochen hat, dem Osning im wesentlichen ein postcretacisches Alter zuschreiben dürfen, wenn auch der Ausgang der Kreidezeit als Beginn der Faltungsphase noch mit in Betracht kommt.

Durch die Untersuchungen bei Osnabrück war es möglich, die Zeit der Faltung auch nach oben zu begrenzen, und zwar dadurch, daß sich im Oberoligocän Carbongerölle fanden. Dies

beweist, daß die ältesten der bei Osnabrück anstehenden Gesteine mindestens schon zum Teil zur Oberoligocänzeit herausgehoben waren, daß schon damals die wesentlichen Züge der heutigen Tektonik bestanden haben müssen. Da wir wohl ein Übergreifen einzelner Glieder des Oligocäns, aber bisher nirgends eine nennenswerte Diskordanz zwischen ihnen kennen, so ist es kaum angängig, eine Dislokationsphase in die Oligocänzeit zu verlegen, vielmehr dürfte die voroberoligocäne Faltungsperiode auch eine voroligocäne[1]), d. h. im wesentlichen eocäne, sein. Da in der Eocänzeit das mittlere und große Teile des nordwestlichen Deutschlands landfest waren, so liegt es nahe, die Zurückdrängung des Kreidemeeres mit diesen Dislokationen in Zusammenhang zu bringen.

Später ist das Osnabrücker Gebiet nochmals von Krustenbewegungen betroffen worden, die in dem Einbruch und der Faltung von Tertiär zum Ausdruck kommen. Da noch Mittelmiocän eingesunken ist, so darf man ihre Zeitlichkeit wohl in den Ausgang der Miocänzeit verlegen, in der nach älterer Ansicht die gesamte Tektonik des nordwestlichen Deutschlands geschaffen sein soll. Die Wirkung der Krustenbewegung dieser Zeit ist jedoch bei Osnabrück gegenüber den alttertiären nur sehr gering.

An der Diskussion über diesen Vortrag beteiligen sich die Herren MESTWERDT, KRUSCH und der Vortragende.

Herr **G. FLIEGEL** spricht über ein von ihm im Städtischen Museum für Handel und Industrie zu Cöln **aus natürlichem Gestein errichtetes geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge.**

Die Arbeit, die ich mir Ihnen im Bilde vorzuführen erlaube, will nicht in Form eines geologischen Profiles die Er-

[1]) Nach mir hat auch WEGNER (Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1909, 3) die Ansicht veröffentlicht, daß das Alter des Osnings und Wiehengebirges präoligocän sei, und zwar schloß er das aus der Transgression von Unteroligocän über Lias bei Bünde. Diese schon seit langem bekannte Tatsache berechtigt jedoch nur zu der Annahme von präoligocänen Krustenbewegungen, ohne daß damit auch die Hauptaufrichtungsphase voroligocän sein müßte. Das präoligocäne Alter dieser konnte erst durch den Fund von Carbongeröllen im Oligocän erwiesen werden. Vgl. hierzu auch WEGNERS Bemerkungen über die Zeitlichkeit der Faltung in dem Abdruck seines Führers zu den Exkursionen der 2. Hauptvers. zu Münster i. W. 22.—25. Mai 1908 in den Berichten des Niederrhein. geol. Ver. f. 1908 (Bonn 1909), S. 62, die in dem zu den Exkursionen erschienenen Führer fehlen.

gebnisse eigener, neuer Forschungen aus dem Bereich des Rheinischen Schiefergebirges darstellen. Sie verfolgt einen bescheideneren und doch für uns Geologen nicht minder wichtigen Zweck, nämlich den, in weiteren Kreisen das Verständnis und das Interesse für die Geologie zu wecken und zu mehren. Das von mir in Cöln aufgebaute Profil dient also im wesentlichen einem pädagogischen Zwecke; es will ein Anschauungsmittel sein, durch das der gebildete Laie — der ja trotz seiner Bildung vielfach nicht weiß, was Geologie und was ein Geologe ist — mit den Grundbegriffen der Geologie bekannt gemacht wird. Es soll ihm zugleich der geologische Bau eines engeren, ihm naheliegenden und ihm bekannten Gebietes, des Rheinischen Schiefergebirges, in seinen Hauptzügen vorgeführt werden, ohne daß es dazu geologischer Karten und des Studiums umfangreicher geologischer Monographien bedarf. Auf diese Weise soll der Besucher des Museums erfahren, daß die Geologie den Aufbau der Erdrinde bis in sonst nicht zugängliche Tiefen zu entwirren und in seinen Gesetzen zu erforschen vermag. Er soll dadurch auch lernen, daß die Geologie das Verständnis für das Auftreten und die Verbreitung der nutzbaren Ablagerungen vermittelt, daß sie also nicht nur eine abstrakte, sondern zugleich eine im besten Sinne praktische, in ihrer Bedeutung für das Allgemeinwohl noch lange nicht genügend gewürdigte Wissenschaft ist.

Den Vorzug der Anschaulichkeit besitzt am meisten ein geologisches Profil aus natürlichem Gestein.

Versuche dieser Art liegen bei uns in Deutschland schon mehrere vor, deren jeder das Ziel der Belehrung weiterer, geologisch nicht vorgebildeter Kreise in seiner Weise zu lösen versucht hat. Als die beiden Extreme kann man da einerseits das Idealprofil der Erdrinde im hiesigen Aquarium betrachten, andererseits das bekannte Profil durch die Steinkohlenformation, das von GÖPPERT[1]) in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts im Breslauer Botanischen Garten aufgeführt worden ist. Gibt das eine einen ganz allgemeinen, in seiner Eigenart großartig wirkenden Einblick in das Felsgerüst der Erde, so ist das Werk GÖPPERTs eine liebevolle Spezialarbeit, die die geologische Entwicklung der Steinkohlenformation und ihre Pflanzenwelt bis in feinste Einzelheiten hinein darstellt.

[1]) H. R. GÖPPERT: Ein zur Erläuterung der Steinkohlenformation im Königl. Botanischen Garten zu Breslau errichtetes Profil. Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1856, S. 765—768.

Von wesentlich anderer Art sind die Arbeiten, die auf diesem Gebiet in späterer Zeit entstanden sind: Eine hervorragende Zierde des Gartens des Landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle bildet das durch sämtliche Formationen vom Urgebirge und Cambrium bis zum Tertiär und Diluvium hindurchgeführte Idealprofil der Erdrinde, das dort nach einem Entwurfe von K. v. FRITSCH[1]) durch F. BEYSCHLAG vor mehr als 25 Jahren aufgebaut worden ist. In ihren Grundgedanken — jedoch nicht in der für den Gesamteindruck eines solchen Profiles so wesentlichen Feinheit der technischen Ausführung — lehnt sich hieran jene geologische Mauer an, die E. ZACHE[2]) im hiesigen Humboldthain als ein „Hilfsmittel für den geographischen und naturwissenschaftlichen Unterricht“ errichtet hat.

Beide Profile haben das gemein, daß in ihnen die Hauptgesteinstypen der sämtlichen Formationen vertreten sind, und daß sie dem Beschauer außerdem die Kenntnis der wichtigsten tektonischen Elemente, als da sind Sättel und Mulden, Verwerfungen usw., vermitteln. Besonders anschaulich wirkt in dem Halleschen Profil der genetische Gegensatz zwischen neptunischen und plutonischen Gesteinen, von denen die letzteren als mächtige Porphyrdecken im Rotliegenden sowie als junge Basalt- und Trachytkuppen erscheinen. Außerdem finden wir hier eine weitgehende Gliederung einzelner Formationen durchgeführt, wobei von dem Erbauer stets Wert darauf gelegt worden ist, die Gesteine so anzuordnen und in solchen Massenverhältnissen zu verwenden, daß ihre natürliche Struktur zur Geltung kommt.

Wenngleich sich einzelne Abschnitte der Mauer offenbar an die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse bestimmter Landschaften anlehnen, so ist doch weder dieses noch das Berliner Profil ein geologischer Durchschnitt durch ein bestimmtes Gebiet. Das zeigt sich an der Mauer in Halle besonders darin, daß sie an der einen Seite mit dem Urgebirge

---

[1]) K. v. FRITSCH: Erläuterungen zu dem gemauerten geologischen Profil im Garten des landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle (zugleich als Heft IX der Berichte aus dem physiologischen Laboratorium und der Versuchsanstalt des landwirtschaftlichen Instituts der Universität Halle, herausgegeben von J. KÜHN). Dresden 1891.

[2]) E. ZACHE: Die geologische Wand im Humboldthain zu Berlin. Berlin (Verlag von P. STANKIEWICZ) 1896. — Derselbe: Tafel der geologischen Wand im Humboldthain zu Berlin in den Farben der Gesteine 71,5 × 197 cm Farbendruck mit Erklärungen am Fuße. Berlin (P. STANKIEWICZ). — Referat in Zeitschrift f. praktische Geologie 1895. S. 350—351.

beginnt, und daß man fortschreitend in immer jüngere Formationen bis zum Tertiär am linken Ende gelangt.

Anders G. GÜRICH[1]: Nach seinem Entwurf ist in Hirschberg vom Riesengebirgsverein ein geologisches Profil durch ein engeres Gebiet, durch das Riesengebirge und sein Vorland, in Anlehnung an die natürlichen Verhältnisse aufgebaut worden. GÜRICH hat auf die Darstellung alles dessen, was in diesem Gebiet nicht ansteht, verzichtet, und sich mit seinem Entwurf streng an die Wirklichkeit gehalten. Er erleichtert dadurch das geologische Verständnis des Gebirges, das der beschauende Tourist durchwandern will.

Als an mich durch Herrn Geheimrat BEYSCHLAG die Aufgabe herantrat, im Städtischen Museum für Handel und Industrie zu Cöln ein geologisches Profil aus natürlichem Gestein zu errichten, stand von vornherein fest, daß diese Mauer entsprechend dem Charakter des Museums in höherem Grade als die soeben besprochenen älteren Arbeiten der Darstellung der nutzbaren Ablagerungen gewidmet sein sollte. In dem Wunsche nach der Erzielung möglichster Anschaulichkeit habe ich die Lösung der Aufgabe in der Weise versucht, daß ich das Profil, soweit es mir eben äußere Rücksichten und praktische Erwägungen gestatteten, in seinen einzelnen Teilen an die natürlichen geologischen Verhältnisse von Rheinland-Westfalen anlehnte. Bei dem in der Geologie nicht bewanderten Beschauer belebt sich sicherlich das Interesse, wenn er nicht nur Gesteine und bestimmte Eigentümlichkeiten des Gebirgsbaues sieht, sondern wenn er zugleich erfährt, in welchem Teile seiner Heimatprovinz das Gebirge so aufgebaut ist, wie es die Mauer zeigt. So kam ich zur Schaffung eines Querprofiles durch das Rheinische Schiefergebirge. Aus ihm lernt der Beschauer neben den Grundbegriffen der Geologie den geologischen Charakter seiner rheinischen Heimat kennen; er erfährt die Hauptzüge der Stratigraphie und Tektonik dieses doch immerhin beträchtlichen Gebietes.

Für die besonderen Zwecke des Museums für Handel und Industrie ergab sich zugleich der wesentliche Vorteil, daß sich auch die Darstellung der nutzbaren Ablagerungen an die wichtigsten natürlichen Vorkommen von Rheinland und Westfalen anlehnen konnte. Sie wurden in ihren Hauptzügen

[1]) HUGO WENKE: Das geologische Profil des Riesengebirges auf dem Kavalierberg zu Hirschberg. Bote aus dem Riesengebirge, Nr. 153 vom 3. Juli 1902. Vgl. auch das geologische Profil in G. GÜRICH: Geologischer Führer in das Riesengebirge. (Sammlung geologischer Führer VI.) Berlin 1900. Taf. I.

und in einer ihrer wirtschaftlichen Bedeutung entsprechenden Verbreitung aufgebaut.

Demgegenüber will es mir wenig belangreich erscheinen, daß nicht alle geologischen Formationen in der Mauer vertreten sind. Silur und Jura, leider auch das Urgebirge mußte fortgelassen werden. Aber schließlich wird solch ein Profil nicht lehrreicher, wenn einige geologische Formationen mehr vertreten sind.

Trotzdem erschien es mir angemessen, nicht auf die spezielle Schichtengliederung an Stellen und bei Formationen zu verzichten, wo die geologische Forschung genügend weit vorgeschritten ist. Das Unterdevon z. B. einfach durch Grauwacken, das Mitteldevon durch Kalkstein darzustellen, wäre zu oberflächlich gewesen; es hätte dem Beschauer auch nicht zum Bewußtsein gebracht, daß der Geologe gerade mit Hilfe einer weitgehenden Einzelgliederung den Gebirgsbau entwirrt und das Auftreten nutzbarer Ablagerungen verfolgt. Eine Grenze war mir dabei durch unsere noch mangelhafte Kenntnis mancher Gebiete gezogen: Der Gebirgsbau der Eifel z. B. ist noch kaum erst in seinen Hauptzügen bekannt.

Ich kann es mir versagen, an dieser Stelle auf Einzelheiten des von mir ausgeführten Entwurfes einzugehen und ihn zu begründen; denn ich weiß, daß wohl jeder Geologe die Lösung in einer mehr oder minder anderen Weise versuchen würde. Hinsichtlich aller Einzelheiten der Darstellung verweise ich daher auf die Erläuterung[1]) des Profils, die ich mir Ihnen hier zu überreichen erlaube, und auf die ihr beigegebene Tafel. Dort sind e i n i g e der Schwierigkeiten, die dazu nötigten, in wesentlichen Punkten von der Wirklichkeit abzugehen, so besonders der für die einzelnen Abschnitte der Mauer verschiedene Maßstab, die starke Überhöhung einzelner Teile und Formationen usw. kurz besprochen. Da aber vielleicht von anderer Seite ein ähnliches Werk wieder einmal in Angriff genommen wird, ist es wohl erwünscht, wenn ich einiges aus meiner Arbeit und der dabei gesammelten Erfahrung hier mitteile.

Dabei möge zunächst allen denen, die mir nach dieser oder jener Richtung hin die Arbeit erleichtert haben, herzlicher Dank abgestattet sein: Herrn Geheimrat BEYSCHLAG vor allem, der der Arbeit in allen ihren Stadien lebhaftes Interesse entgegengebracht und sie durch mannigfache Ratschläge ge-

[1]) G. FLIEGEL: Ein geologisches Profil durch das Rheinische Schiefergebirge. Cöln 1909, Städtisches Museum für Handel u. Industrie.

fördert hat; den Herren DENCKMANN und LEPPLA, deren freundlicher Rat für die Gestaltung einzelner Teile wertvoll geworden ist; endlich einer ganzen Reihe von Kollegen, die mich hier und da beraten und mir bei der Beschaffung der Gesteine in liebenswürdigster Weise geholfen haben, besonders den Herren BÄRTLING, FOLLMANN, HENKE, E. KAISER, SCHMIDT, WUNSTORF.

Die Schwierigkeiten bei der Ausführung des Entwurfes lagen zunächst in der Beschaffung der Gesteine. Es zeigte sich da von vornherein als unabweisbar, die Gesteine mit verschwindenden Ausnahmen selbst zu besorgen. Denn nur so waren die für die einzelnen geologischen Stufen bezeichnenden Gesteine zu erlangen. Nur so ist es möglich gewesen, sie in solcher Gleichmäßigkeit des Kornes, der Farbe, der Klüftung zu bekommen, daß daraus gleichmäßige, einheitlich wirkende Bänke aufgebaut werden konnten. Welche Zeit und welche Kosten diese Gesteinsbeschaffung erfordert hat, möge man daraus ersehen, daß die Mauer bei einer Länge von 18,60 m über 30 qm Fläche hat, und daß mehr als 165 verschiedene Gesteine in dieser Fläche Platz gefunden haben; ihr Ursprungsort verteilt sich auf das weite Gebiet von der Saar und Nahe bis zum Münsterlande. Dabei war es nicht immer möglich, die Gesteine in solchen Mengen zu bekommen, wie es der Entwurf eigentlich erfordert hätte, zumal dann, wenn in den betreffenden Schichten keine Steinbrüche vorhanden waren.

Den eigentlichen Aufbau der Mauer hat ein Steinmetz in monatelanger Arbeit unter meiner ständigen Leitung ausgeführt. Nur durch sorgfältigstes Bearbeiten ließen sich die Gesteine so aneinandersetzen, daß die Fugen einigermaßen verschwanden, und die Schichtung, die Mulden und Sättel, die Verwerfungen und Diskordanzen klar in die Erscheinung traten. Beim Ausfugen der zwischen den einzelnen Steinen jeder Schicht bleibenden schmalen Räume wurde mit Vorteil ein von Steinmetzen viel gebrauchter „Patentkitt“ angewandt. Seine besondere Eigentümlichkeit besteht darin, daß er in jedem Falle mit dem Mehl des betreffenden Gesteines angerührt wird und so die gewünschte Farbe erhält.

Für den Steinmetzen lag die Hauptschwierigkeit darin, daß selbstverständlich bei weitem die Mehrzahl der Gesteine für die Bearbeitung ungeeignet sind, teils wegen zu großer Härte oder Sprödigkeit, teils wegen bestimmter, in dem Gestein vorherrschender Kluftrichtungen. Das machte sich am meisten nicht, wie man vermuten könnte, bei den bogenförmig ver-

laufenden Schichten, sondern dort geltend, wo verschiedene Gesteine an einer Verwerfung, zumal unter spitzem Winkel, zusammenstoßen. Selbst mit Sägen der Gesteine war da kein befriedigender Erfolg zu erzielen. Ein einigermaßen natürliches, der Wirklichkeit entsprechendes Bild der Erzgänge zu erzielen, erwies sich bei Verwendung der Erze in Form von Handstücken aus ähnlichen Gründen als nicht möglich.

Auch der Aufbau lockerer und weicher Gesteine war meist schwierig: die Mergel quollen unmittelbar nach dem Versetzen in Zement und bröckelten auseinander; sie mußten also zuvor einer besonderen Behandlung unterzogen werden. Ton und Braunkohle schrumpften noch wochenlang, nachdem sie in die Mauer eingebaut waren; Sand, Löß und vulkanische Asche mußten zuvor künstlich verfestigt werden; der Wasserspiegel der Flüsse wurde aus Wasserglas hergestellt. Daß Stein- und Kalisalze dann und wann erneuert werden müssen, da sie Feuchtigkeit anziehen, wird, trotzdem sie mit Kopallack bestrichen wurden, nicht zu vermeiden sein.

Für den pädagogischen Wert eines geologischen Profiles aus natürlichem Gestein ist von entscheidender Bedeutung die Art, in der es dem Verständnis des Beschauers näher gebracht wird, d. h. die Form der Erläuterung. Ich habe mich aus ästhetischen Gründen nicht entschließen können, unmittelbar an jedem Gestein seinen Namen und die geologische Formation, etwa auf einem kleinen Täfelchen, anzubringen. Auch erschien mir eine Erläuterung der Grundzüge der Tektonik und Stratigraphie der Mauer, dazu die Hervorhebung der nutzbaren Ablagerungen — stets unter Hinweis auf die dem betr. Teil der Mauer in der Natur zugrunde liegende Landschaft — als das wichtigste für das Verständnis des Profiles. Ich habe das dadurch in einer für den Besucher des Museums sehr bequemen Weise erreicht, daß ich am Fuße der Mauer einen in natürliche Abschnitte zerlegten, allgemein gehaltenen, erläuternden Text angebracht habe. Die Länge der Mauer gestattete, diesen Text so groß zu drucken, daß er von jedermann bequem gelesen werden kann.

Der eingehenderen Erklärung dient sodann die Ihnen vorliegende Erläuterung, die im Museum zu haben ist. Die dort beigefügte, in Lichtdruck hergestellte photographische Verkleinerung des Profiles enthält am unteren Rande den erläuternden Text vom Fuße der Mauer; außerdem in Form von Einschreibungen Schicht für Schicht die Namen der einzelnen Gesteine, dazu die geologischen Formationen und Stufenbezeichnungen; Pfeile an den Verwerfungen und Überschie-

bungen bezeichnen die relative Richtung der stattgehabten Schollenbewegungen. Für den, den es interessiert, finden sich in einer besonderen Tabelle die sämtlichen Gesteine mit ihrem Ursprungsort verzeichnet.

Der beschreibende Text gibt in Form eines stratigraphischen Überblicks eine kurze Einführung in die geologische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges. Selbstverständlich mußten für den, dem die Geologie ganz fern liegt, einleitend in plauderndem Tone die für das Verständnis unentbehrlichsten Grundbegriffe der Geologie erklärt werden. Kurze Hinweise auf die wirtschaftliche Bedeutung der einzelnen Gesteine sind, da ja das Museum in erster Reihe dem Handel und der Industrie dienen will, allenthalben in besonderem Druck eingeflochten worden.

Wie in dem Profil selbst, so habe ich also auch in der Erläuterung versucht, den besonderen Aufgaben[1]) des Museums für Handel und Industrie gerecht zu werden und doch zu gleicher Zeit ein Werk zu schaffen, das weit über den Rahmen des Museums hinaus das Verständnis für die Geologie zu fördern bestimmt ist.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BLANCKENHORN, FUCHS, SCHNEIDER, KRUSCH und der Vortragende.

v. w. o.

KRUSCH. BELOWSKY. ZIMMERMANN.

---

[1]) Aufgaben und Aufbau des Museums ist dargestellt in K. WIEDENFELD: „Das Museum für Handel und Industrie zu Cöln". Jahrbücher für Nationalökonomie und Statistik, 3 Folge, Bd. 37, Heft 4. Jena 1909.

Briefliche Mitteilungen.

16. Magmatische Untersuchungen.

1. Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr.

Von Herrn W. BERGT.

Leipzig, den 21. März 1909.

Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, die beiden räumlich eng benachbarten Gesteine im nordwestlichen Sachsen, sind meines Wissens noch niemals in verwandtschaftliche Beziehung zueinander gebracht worden. Das ist im Hinblick auf ihre außerordentlich ähnliche, man kann fast sagen, gleiche mineralogische und, wie noch näher beleuchtet werden soll, auch sehr ähnliche chemische Zusammensetzung auffällig. Andererseits erscheint es verständlich und erklärlich, weil diese Gesteine nach der bis vor kurzem herrschenden Auffassung im Alter zu weit auseinanderlagen, besonders aber, weil sie eine grundsätzlich verschiedene Entstehung haben sollten. Denn während Granulit und Pyroxengranulit in der auf C. F. NAUMANN folgenden neptunistischen Periode für archäische krystalline Schiefer sedimentärmetamorpher Bildung gehalten wurden, stellte der Pyroxenquarzporphyr (mit dem Pyroxengranitporphyr) unbestritten ein eruptives Glied des Rotliegenden dar. Die Eruptivität, die Porphyr- und Porphyritnatur des letzten Gesteins werden wohl auch niemals bezweifelt werden.

Der in dem letzten Jahrzehnt eingetretene Umschwung der geologischen Anschauungen zugunsten einer eruptiven Entstehung des Granulits um die Wende des Devons[1]) hat die beiden Gesteine einander im Alter bedeutend genähert und die hinsichtlich der Bildungsart bisher vorhandene Kluft beseitigt. Eine Vergleichung dieser Gesteine liegt nunmehr nahe, ja drängt sich geradezu auf.

Mineralogische Zusammensetzung. In der mineralogischen Zusammensetzung läßt sich kaum ein wesentlicher

[1]) Vergl. H. CREDNER: Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Leipzig 1906 und Zentralbl. f. Min. 1907, S. 513—525.

Unterschied auffinden. Rhombische und monokline Pyroxene, wobei die ersten in beiden Gesteinen vorherrschen, Plagioklase, darunter sehr basische wie Labradorit, Orthoklas, Mikroperthit und Quarz sind die Hauptgemengteile; dazu kommen noch Hornblende, Biotit, Magnet- und Titaneisen, Magnet- und Eisenkies, Apatit, Zirkon und Rutil. Einen Unterschied scheint der Granatgehalt zu bilden. In vielen, nicht in allen Vorkommnissen des Pyroxengranulits findet sich Granat als primärer, vorsichtiger ausgedrückt, als ein den schon genannten Hauptgemengteilen in der Entstehung gleichgeordnetes Mineral mehr oder weniger reichlich; in manchen Pyroxengranulitvorkommnissen fehlt er ganz. „Man könnte deshalb im Zweifel sein“, sagt DATHE[1]), „ob man dergleichen granatfreie Gesteine, die im übrigen die Zusammensetzung der Diallaggranulite . . . aufweisen, noch zu den Diallaggranuliten oder vielleicht zur Gruppe der Gabbrogesteine rechnen solle.“ Den im Pyroxenquarz- und -granitporphyr enthaltenen Granat ist man geneigt für einen aufgenommenen Fremdling zu halten[2]), während sich an den Granat des Pyroxengranulits diese Annahme noch nicht geknüpft hat. Indessen untersuchte ich sächsische Pyroxengranulite, besonders aus der Gegend von Rochlitz, in denen der Granat mit anderwärts zu schildernden Verhältnissen tatsächlich den Eindruck eines Fremdlings macht. Jedenfalls bestehen sowohl für den Pyroxenquarzporphyr wie für den Pyroxengranulit zwei merkwürdige hierauf bezügliche Tatsachen. In beiden Gesteinen ist der Granat im Auftreten und in der Menge, wie schon DATHE für den Pyroxengranulit hervorhebt, sehr wechselnd und unbeständig. Eine höchst sonderbare Übereinstimmung liegt aber darin, daß die an den Granat des Pyroxengranulits sehr häufig gebundene und vornehmlich aus dem letzten Gestein bekannte zentrische Struktur (strahliger Ansatz von Pyroxen- und Amphibolstengeln um Granat) in ganz ähnlicher Weise auch im Pyroxenquarzporphyr auftritt. Diese Verhältnisse bedürfen eingehender Untersuchung[3]). Nach meinen

---

[1]) Die Diallaggranulite der sächsischen Granulitformation. Diese Zeitschr. XXIX, 1877, 320/21 ff.

[2]) Vergl. R. REINISCH: Über Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises. Min. u. petr. Mitteil. XVI, 1896, S. 497 ff. und C. AMBRONN: Die geologischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der Pyroxenquarzporphyre usw. Diss. Borna-Leipzig 1907, S. 44.

[3]) Die Durchsicht mehrerer, von den Herren REINISCH und AMBRONN freundlichst zur Verfügung gestellten Schliffe zeigte im Pyroxenquarzporphyr um Granat Augitkränze, die für Fremdlinge typisch sind.

Beobachtungen bildet der Granatgehalt nicht nur keinen Unterschied zwischen unseren Gesteinen, sondern im Gegenteil einen neuen interessanten Punkt der Übereinstimmung. Beachtung verdient auch der Spinellgehalt (Hercynit) beider Gesteine.

Die gemeinsamen Merkmale sind noch nicht erschöpft. Beide Gesteine, Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, zeigen in gleicher Weise und in gleichem Sinne Ausbildungen, die zwischen hellen (leukokraten), spezifisch leichteren, quarz- und orthoklasreichen, plagioklas- und pyroxenarmen, also chemisch saueren Abarten einerseits, dunkelen (melanokraten), spezifisch schwereren, quarz- und orthoklasarmen bis -freien, plagioklas- und pyroxenreichen, chemisch basischeren andererseits durch alle Zwischenstufen schwanken. Während der Pyroxengranulit mit seinen saueren Gliedern in den normalen und Glimmergranulit (mit granitischer Magmanatur), mit seinen basischen Gliedern in Gabbro, Norit und [illegible]git übergeht, zeigt der Pyroxenquarzporphyr, allerdings in [illegible]en Grenzen (s. u.), die gleichsinnige Verbindung mit sauerem Quarzporphyr an dem einen, mit Porphyrit und Gabbroporphyrit am anderen Ende.

Von dem Pyroxenquarzporphyr sagt KALKOWSKY[1]) 1874: „Es sind Gesteine von einer höchst merkwürdigen petrographischen Beschaffenheit, indem sie bei vorherrschendem Felsitporphyrcharakter auch noch die Gemengteile des Diabases enthalten, nämlich Labrador, Augit, Magneteisen usw.“

Der größte Unterschied beider Gesteine liegt in der Struktur. Darin gleicht der Pyroxengranulit mit seinen saueren Ausbildungen dem normalen und dem Glimmergranulit, indem er wie diese häufig ausgeprägte Parallel-, Lagen- und Bänderstruktur aufweist, während die basischen Abarten vorwiegend massige Textur, sehr häufig gleich den basischen Eruptivgesteinen eine ausgezeichnet entwickelte kuglige Absonderung und konzentrischschalige Verwitterung und mikroskopisch, besonders wenn granatfrei, eine so typische Gabbrostruktur zeigt, daß z. B. WEINSCHENK in seiner „Speziellen Gesteinskunde“[2]) das mikroskopische Bild des Pyroxengranulits von Hartmannsdorf als Typus für die Gabbrostruktur gibt.

Die Strukturverschiedenheiten unserer Gesteine, die ja überall nur der Ausdruck abweichender Verhältnisse bei der Eruption und bei der Erstarrung, in besonderen Fällen auch

---

[1]) Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Diese Zeitschr. XXVI, 1874, S. 586.

[2]) 2. Auflage 1907, S. 90, Fig. 48.

der Einflüsse nach der Verfestigung sind, können am wenigsten einen Beweis gegen die magmatische Verwandtschaft der besprochenen Gesteine abgeben. Man braucht nur an die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Strukturen bei den granitischen und gabbroiden Magmen zu denken, an die körnigen, porphyrischen, gneisigen, flasrigen, gebänderten Strukturen ein und desselben Magmas.

Chemische Zusammensetzung. Die zahlreichen Beziehungen, die sich für Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr bei Betrachtung der mineralischen Zusammensetzung ergaben, lassen Ähnliches für die chemische Beschaffenheit voraussehen und nötigen zu einem Vergleich auch in dieser Richtung. Von dem nordwestsächsischen Pyroxenquarzporphyr (mit Pyroxengran[illegible]porphyr) sind 10, vom Pyroxengranulit des sächsischen Mitte[illegible]birges 14 Analysen vorhanden. Die ersten stammen zu eine[illegible]ßen Teile aus jüngster Zeit[1]), die letzten sind über 40 Ja[illegible]lt.

Nach diese[illegible]nalysen schwankt der SiO_2-Gehalt der Pyroxenquarzporphyre zwischen 76,80 (Analyse 1) und 59,79 v. H. (Analyse 13), bei dem Pyroxengranulit zwischen 72,97 (Analyse 5) und 45,52 v. H.; von dem letzten Gestein sind also viel basischere Ausbildungen bekannt als vom ersten. Für den Vergleich konnten natürlich nur diejenigen 5 Analysen des Pyroxengranulits verwendet werden, deren SiO_2-Gehalt dem des Pyroxenquarzporphyrs ungefähr entspricht.

Der Hohburger Quarzporphyr (Analyse 7) wurde früher dem Pyroxenquarzporphyr gegenüber als selbständiges Gestein angesehen. Jetzt betrachtet man ihn mit Recht als diesem zugehörig, als sauere Ausbildung des Pyroxenporphyrmagmas und bezeichnet ihn als „äußerst pyroxenarmen Pyroxenquarzporphyr". Er bedeckt größere Gebiete, kommt aber auch, durch rötliche Farbe hervortretend, schlierenförmig in dem dunkelen Pyroxenquarzporphyr vor (Analyse 4). Die durch Analyse 1 vertretene rote Schliere zeigt die sauerste Ausbildung beim Pyroxenquarzporphyr überhaupt. Ihr zum Vergleich dient unter Analyse 2 ein Granulit mit sehr ähnlicher Zusammensetzung. Wie der Pyroxenquarzporphyr durch Abnahme und Wegbleiben des Pyroxens, unter Zunahme des Quarzes usw. in Quarzporphyr übergeht, so ist der Pyroxengranulit in gleicher Weise geologisch und petrographisch mit dem normalen Granulit eng verknüpft. Wir sind also bei der Vergleichung unserer Gesteine zum Heranziehen des Granulites vollkommen berechtigt.

[1]) C. Ambronn: a. a. O.

Analysen von Pyroxenquarzporphyren, Granuliten und Pyroxengranuliten des nordwestlichen Sachsen.

A. Gewichtprozente.

	1	2	3	4	5	6
	Pyroxenquarzporphyr	Granulit		Pyroxenquarzporphyr	Pyroxengranulit	
SiO_2	76,80	75,80	73,37	73,80	72,97	71,25
TiO_2	0,17	—	—	0,15	—	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	10,77	12,09	14,09	12,70	12,69	14,28
Fe_2O_3	1,32	—	3,31	1,34	4,55	—
FeO	0,05	2,18	—	0,17	—	3,89
MnO	—	—	—	Spur	—	-
MgO	0,18	0,38	0,76	0,15	0,63	0,92
CaO	0,55	1,45	1,54	0,79	2,33	2,84
Na_2O	2,00	2,72	2,49	4,02	3,16	2,76
K_2O	6,99	4,27	4,25	5,59	3,46	3,02
H_2O	0,98	0,63	0,27	1,08	0,13	0,59
P_2O_5	—	—	—	Spur	—	—
CO_2	0,08	—	—	0,11	—	—
	99,89	99,52	100,08	99,90	99,92	99,55
Sp. G.	2,559			2,598		2,70

A. Gewichtprozente (Fortsetzung).

	7	8	9	10	11	12	13
	Pyroxenquarzporphyr	Pyroxengranulit	Pyroxenquarzporphyr		Pyroxengranulit		Pyroxenquarzporphyr
	Mittel aus 2 Analysen		Mittel aus 3 Analysen	Mittel aus 2 Analysen			
SiO_2	70,03	68,30	64,76	63,39	63,14	60,47	59,79
TiO_2	0,45	—	0,44	0,88	0,64	—	1,24
ZrO_2	—	—	—	0,06	—	—	—
Al_2O_3	13.62	16,77	15,03	15,34	11,91	14,58	13,90
Fe_2O_3	2,34	10,12 + TiO_2	2,39	3,02	2,74	10,67	3,11
FeO	0,99	—	3,08	3,05	7,13	—	3,91
MnO	Spur	—	0,04	0,17	—	—	Spur
MgO	0,56	1,21	0.84	0,95	4,32	3,80	4,18
CaO	1,47	1,63	3,08	2,47	5,41	6,75	3,52
Na_2O	3,98	1,46	4,29	4,43	2,10	1,21	4,70
K_2O	5,06	1,38	4,91	4.87	0,31	2,29	3,78
H_2O	1,11	—	0,71	0,89	0,26	—	1,26
P_2O_5	0,24	—	0,16	0,25	—	—	0,33
CO_2	0,15	—	0,09	0,17	—	—	0,22
	100,00	100,87	99,82	99,94	97,96	99,77	99,94
Sp. G.							2,760

B. Molekularprozente.

	1	2	3	4	5	6
	Pyroxen-quarz-porphyr	Granulit		Pyroxen-quarz porphyr	Pyroxengranulit	
SiO_2	83,88	82,20	78,52	81,04	78,84	77,52
TiO_2	0,14	—	—	0,13	—	—
ZrO_2	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	6,92	7,71	8,87	8,20	8,06	9,14
FeO	1,13	1,97	2,66	1,27	3,69	3,53
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,30	0,62	1,22	0,24	1,02	1,50
CaO	0,64	1,69	1,77	0,93	2,70	3,31
Na_2O	2,12	2,86	2,58	4,27	3,30	2,90
K_2O	4,87	2,95	4,40	3,92	2,39	2,10
P_2O_5	—	—	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

B. Molekularprozente (Fortsetzung).

	7	8	9	10	11	12	13
	Pyro-xen-quarz-porphyr	Pyroxen-granulit	Pyroxenquarz-porphyr		Pyroxen-granulit		Pyro-xen-quarz-porphyr
	Mittel aus 2 Analysen		Mittel aus 3 Analysen	Mittel aus 2 Analysen			
SiO_2	77,33	74,46	71,77	70,73	67,79	65,30	65,23
TiO_2	0,37	—	0,37	0,74	0,52	—	1,02
ZrO_2	—	—	—	0,03	—	—	—
Al_2O_3	8,85	10,89	9,80	10,07	7,53	9,26	8,92
FeO	2,86	8,27	4,83	5,36	8,59	8,64	6,11
MnO	—	—	0,04	0,16	—	—	—
MgO	0,93	1,98	1,39	1,58	6,96	6,15	6,85
CaO	1,74	1,90	3,66	2,95	6,22	7,81	4,12
Na_2O	4,25	1,54	4,60	4,79	2,18	1,26	4,97
K_2O	3,56	0,96	3,47	3,47	0,21	1,58	2,63
P_2O_5	0,11	—	0,07	0,12	—	—	0,15
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

D. Gruppenwerte nach Osann.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	m
				Pyroxenquarzporphyr.						
1	84,02	6,99	0	2,07	15,5	0	4,5	3,03	1,90	6,91
4	81,17	8,19	0,01	2,43	15,5	0	4,5	5,21	1,57	6,19
7	77,70	7,81	1,04	4,49	11,5	1,5	7	5,44	1,45	6,85
9	72,14	8,07	1,73	8,19	9	2	9	5,70	1,20	6,31
10	71,50	8,26	1,81	8,24	9	2	9	5,80	1,16	7,07
13	66,25	7,60	1,32	15,76	6	1	13	6,54	1,04	7,59
				Granulit und Pyroxengranulit.						
2	82,20	5,81	1,90	2,38	11,5	4	4,5	4,92	2,00	6,05
3	78,52	6,98	1,89	3,76	11	3	6	3,70	1,59	6,87
5	78,84	5,69	2,37	5,04	9	3	8	5,80	1,80	6,36
6	78,03	5,03	4,18	3,55	7,5	6	6,5	5,81	1,85	6,03
8	74,46	2,50	8,39	3,76	3,5	11,5	5	6,16	2,10	8,44
11	68,31	2,39	5,14	16,63	2	4	14	9,12	1,66	7,14
12	65,30	2,84	6,42	16,18	2	5	13	4,44	1,42	6,54

D. Veränderungen und Grenzen der Gruppenwerte.

	S >	a >	c <	f <
Pyroxenquarzporphyr . . .	84,02—66,25	15,5—6	0—2	4,5—13
Granulit und Pyroxengranulit	82,2 —65,3	11,5—2	3—6	4,5—14
Nur Pyroxengranulit . . .	78,8 —65,3	9 —2	3—6	8 —14

	k >	n <	m
Pyroxenquarzporphyr . . .	1,90—1,04	3 —6,5	6,19—7,59
Granulit und Pyroxengranulit	2 —1,4	3,7—6,2	6 —7,14
Nur Pyroxengranulit . . .	1,8 —1,4	4,4—6,2	6 —7,14

Die Zusammenstellung B „Molekularprozente" (für H_2O Zusammenstellung A) zeigt für den Pyroxenquarzporphyr einen höheren Gehalt an SiO_2, Na_2O und K_2O und an H_2O, einen niedrigeren für MgO und CaO, besonders aber für FeO. Diese Verhältnisse drücken sich natürlich auch in der Übersicht D „Veränderungen und Grenzen der Gruppenwerte" aus. S und a sind beim Pyroxenquarzporphyr größer, f kleiner; MgO und CaO können hier nicht allein erkannt werden.

Die Zusammenstellung D zeigt aber auch im Zusammenhang mit C deutlich eine recht gleich- und gesetzmäßige Ver-

änderung der Gruppenwerte S, a, c, f, n und k bei beiden Gesteinen. Mit abnehmendem S und a wachsen C und n wenig, f bedeutend. Analyse 8 des Pyroxengranulits von Niederrossau fällt mit ihrem ungewöhnlich großen c = 11,5, k = 2,10 und m = 8,44, Analyse 11 des Pyroxengranulits von Waldheim durch hohes n = 9,12 und m = 7,14 aus dem Rahmen heraus. Ob diese Gesteine wirklich eine Ausnahme, deren es überall gibt, bilden, oder ob die Analysen nicht richtig sind, entzieht sich der Beurteilung. Die Zahlen der Gruppenwerte halten sich bei beiden Gesteinen auch in den gleichen oder recht ähnlichen Grenzen mit den oben schon berührten Unterschieden.

n schwankt um das Gleichgewicht von Na_2O und K_2O nach beiden Seiten im großen und ganzen um gleichviel, beim Quarzporphyr um 2 nach der Kalivormacht, um 1,6 nach der Natronvormacht, der Pyroxengranulit um 1,56 und 1,16. Beim Quarzporphyr findet scheinbar eine gesetzmäßigere Veränderung von n und k statt. Nach den Werten von m, die sich recht genau in den gleichen Grenzen bewegen, gehören beide Gesteine zu denen der Magnesiavormacht.

Die Analysen beider Gesteine bestätigen im wesentlichen also nur, was schon durch die mineralogische Zusammensetzung erkannt werden konnte: Pyroxenquarzporphyr und Pyroxengranulit sind magmengleiche oder mindestens magmenverwandte Gesteine; die bestehenden Unterschiede sind die gleichen, durch die zusammengehörige Tiefen- und Ergußgesteine gekennzeichnet werden. Das ist dasselbe Ergebnis, was OSANN[1]) nach seinen Untersuchungen und nach den Beobachtungen anderer wie folgt zusammenfaßt: „Die Ergußgesteine zeigen im Durchschnitt höhere Werte von S als die mineralogisch ihnen entsprechenden Tiefengesteine. Die Zahlen für a liegen bei den ersten in der Regel beträchtlich höher, die für f niedriger als bei den letzten. In bezug auf c läßt sich kein durchgreifender Unterschied erkennen."

Nach Erörterung der chemischen Eigenschaften muß noch eine beiden Gesteinen gemeinsame Eigentümlichkeit hervorgehoben werden. Unter den bisher bekannten älteren Eruptivgesteinen gibt es keine, die ihnen ganz entsprechen. OSANN hat die Granulite und Pyroxengranulite noch nicht in den Bereich seiner vergleichenden chemischen Betrachtungen gezogen. Von den Pyroxenquarzporphyren berücksichtigt er nur den vom Hengstberg bei Grimma (oben in Analyse 10 mit

---

[1]) Min. u. petrogr. Mitteil. XXII, 1903, S. 345.

enthalten) und stellt ihn nebst mehreren Daciten zum Dacittypus Deleng Baros mit der Typenformel $S_{72}\,a_9\,c_{1,5}\,f_{9,5}$[1]).

Nach ROSENBUSCH[2]) „bilden die Pyroxenquarzporphyre der Leipziger Gegend eine vollkommene Parallele zu den Biotithypersthentrachyten (Toscaniten)". Der Bestand der normalen Granulite ist nach ihm der von saueren granitischen Gesteinen[3]), was schon vor mehr als 40 Jahren SCHEERER[4]) an zahlreichen Analysen nachgewiesen hatte. Die sächsischen Pyroxengranulite stellen nach Rosenbusch[5]) in Gneisform, d. h. als krystalline Schiefer, die Eruptivreihe „Hypersthengranit—Hypersthendiorit—Anorthosit" dar, und er verweist auf 7 in seinen „Elementen" enthaltene Analysen solcher Gesteine[6]).

Die folgende Zusammenstellung führt die Gruppenwerte derjenigen der erwähnten Gesteine auf, die unseren Gesteinen am nächsten kommen. Ein Vergleich dieser Formeln mit denen der sächsischen Pyroxenquarzporphyre und Pyroxengranulite bestätigt im großen und ganzen die Verwandtschaft, zeigt aber auch deutlich, daß die behandelten sächsischen Gesteine einander viel näher stehen als diese den angeführten Pyroxengraniten, Pyroxentrachyten usw.

Gruppenwerte von Dacit, Pyroxentrachyt und Pyroxengraniten.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	m	
14	73,37	6,72	3,88	5,43	8,5	5	6,5	4,32	1,37	5,96	Glimmerhypersthentrachyt
15	73,18	9,27	1,77	4,74	12	2	6	6,1	1,15	5,47	Hypersthengranit
16	72,96	7,96	3,23	4,65	10	4	6	7,6	1,24	4,97	Pyroxengranit
17	72,05	8,50	1,15	8,05	9	1,5	9,5				Dacit, Typus Delong Baros
18	70,99	9,15	2,89	4,87	11	3,5	5,5	6	1,08	5,48	Hypersthensyenit
19	69,73	7,72	3,06	9,00	8	3	9	5,7	1,14	7,65	Pyroxengranit
20	67,74	7,10	1,38	15,30	6	1	13	4	1,12	7,56	Pyroxengranitit

Ergebnisse. Die chemische Zusammensetzung der sächsischen Pyroxengranulite gibt keinerlei Anhalt, diese Gesteine zu den sogenannten Paragesteinen, d. h. solchen sedimentärmetamorpher Entstehung, zu zählen. Sie entsprechen in ihrer mineralogischen

---

[1]) Min. u. petrogr. Mitteil. XX, 1901, S. 424 u. 427.

[2]) Mikrosk. Physiogr. II, 2, 1908, S. 915. Vgl. auch dens., Elemente 1901, S. 284.

[3]) Elemente 1901, S. 505.

[4]) SCHEERER: Festschrift 1866, S. 158—203.

[5]) Elemente der Gesteinslehre 1901, S. 502/3.

[6]) Ebenda, S. 79, Analysen 20—26.

und chemischen Zusammensetzung so sehr den ihnen unmittelbar benachbarten, unzweifelhaft eruptiven Pyroxenquarzporphyren, daß beide, Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr, als gleiche oder ganz nahe verwandte Eruptivmagmen betrachtet werden müssen, die im Verhältnis von Tiefen- und Ergußgestein zueinander stehen. Die unmittelbare räumliche Nachbarschaft der betrachteten Gesteine, die Tatsache, daß der Pyroxenquarzporphyr, wie Einschlüsse[1]) darin zeigen, in seinem Untergrunde Granulit und Pyroxengranulit durchbrochen hat, berechtigen im Zusammenhang mit dem vorigen zu der weiteren Schlußfolgerung: Die nordsächsischen Pyroxenquarzporphyre stellen eine in die Zeit des Rotliegenden fallende, vielleicht aus demselben Herde kommende Wiederholung der im Jungdevon erumpierten Pyroxengranulite dar; die Pyroxengranulite sind die jungdevonische Tiefengesteinsform, die Pyroxenquarzporphyre die permische Ergußgesteinsform des gleichen Magmas.

Die magmatische Stellung des normalen Granulits und des basischen Pyroxengranulits soll in einem zweiten Aufsatz behandelt werden.

Literaturnachweis für die Analysen.

1. **Rote mikropegmatitische Schliere** an der Grenzzone zwischen Pyroxengranit- und -quarzporphyr, Haselberg bei Ammelshain. Ambronn, a. a. O. S. 55.
2. **Granulit** vom rechten Zschopauufer nahe oberhalb Neudörfchen. Rube bei Scheerer, Festschrift 1866, S. 180, Analyse VII.
3. **Granulit**, Steina bei Hartha. Rube bei Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 677, Analyse VII.
4. **Rote Schliere im pyroxenreichen Quarzporphyr**, Breiter Berg bei Lüptitz. Ambronn, a. a. O. S. 43, Analyse 7.
5. **Orthoklaspyroxengranulit**, Gasfabrik Penig. Rube bei Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 677, Analyse 4. Die Analyse dieses Gesteins wird in den Erläuterungen zu Bl. Penig, 1876, S. 7 irrtümlich als „normaler Granulit“ angeführt.
6. **Pyroxengranulit**, Bruch südlich von Burgstädt, an dem von Kühnheide nach Herrenheide führenden Weg. Rube bei Scheerer, Festschrift, S. 176, Analyse X, daselbst S. 177 als Granulit von blaugrauer bis schwarzgrauer Farbe bezeichnet. Diese Analyse wird von Zirkel, Petrogr. III, 1894 sowohl beim normalen Granulit S. 247, Analyse II wie beim Pyroxengranulit S. 252, Analyse VII angeführt.

---

[1]) Vgl. R. Reinisch: a. a. O.

7. Mittel aus den einander sehr ähnlichen Analysen IV und V bei AMBRONN, S. 32, äußerst pyroxenarmer **Pyroxenquarzporphyr** vom Spielberg bei Collmen (früher Hohburger Quarzporphyr) und dass. vom Großen Spitzberg bei Grimma (Bl. Naunhof 27).
8. **Pyroxengranulit** von Niederrossau. JUNGE und OHL bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 688, Analyse 22b.
9. **Pyroxenquarzporphyr**, Mittel aus den drei Analysen I, II und III bei AMBRONN, S. 27, „pyroxenreicher Pyroxenquarzporphyr von Kleinsteinberg bei Beucha", dass. vom Breiten Berg bei Lüptitz, dass. vom Hengstberg bei Grimma nach JANNASCH.
10. **Pyroxenquarzporphyr**, Mittel aus den beiden Analysen VI und VIII bei AMBRONN, S. 40 und 49, „dunkle Schliere im pyroxenreichen Quarzporphyr vom Breiten Berg bei Lüptitz" und „normaler Pyroxengranitporphyr, Westbruch am Haselberg bei Ammelshain".
11. **Pyroxengranulit** von Waldheim. MERIAN, Neues Jahrb. f. Min. 3. Beil.-Bd. 1885, S. 307, Analyse Xa.
12. **Pyroxengranulit**, Bruch zwischen Tanneberg und Obercrossen. RUBE bei SCHEERER, Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 688, Analyse 21.
13. **Quarzarmer Pyroxengranitporphyr**, Bruch südlich von Pyrna. AMBRONN, S. 53, Analyse IX.
14. **Glimmerhypersthentrachyt** (Toscanit), Monte Amiata in Toscana. Mittel aus den 4 Analysen 10a—d bei ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 280.
15. **Hypersthengranit**, Diana, New York. ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 79, Analyse 24.
16. **Pyroxengranit**, Kekequabik Lake, Minnesota. Ebenda Analyse 22.
17. **Dacit**. Typus Deleng Baros. OSANN, Min. u. petrogr. Mitt. XX, 1901, S. 424.
18. **Hypersthensyenit**, Leon Lake, New York. ROSENBUSCH, Elemente 1901, S. 79, Analyse 25.
19. **Pyroxengranit**, Oberbruck, Dollerental, Oberelsaß. Ebenda Analyse 21.
20. **Pyroxengranitit**, Laveline, Vogesen. Ebenda Analyse 20.

17. Über angebliches Untersilur in Venezuela.

Von Herrn Wilhelm Salomon.

Heidelberg, den 31. März 1909.

Vor einer Reihe von Jahren erhielt ich von dem in Heidelberg ansässigen Vater des Marine-Oberingenieurs Wilhelm Klein zwei mittlerweile von Drevermann[1]) genau beschriebene und abgebildete Silurversteinerungen, die, wie mir damals mit Bestimmtheit versichert wurde, auf einer Reise von Caracas über Valencia nach Puerto Cabello gesammelt sein sollten. Drevermann erkannte bei der Untersuchung die genaue Übereinstimmung des ersten Stückes mit einem Exemplar von *Calymmene senaria* auct. aus dem Trentonkalk von Covington (Kentucky). Das zweite Stück wurde als „*Orthoceras* cfr. *olorus* Hall" aufgeführt und mit der betr. nordamerikanischen Art aus dem Trentonkalk verglichen.

Herr Prof. Eduard Suess fragte später bei mir an, ob denn der Fundort wirklich sicher feststehe, da ihm das Vorkommen aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich sei. Daraufhin suchte ich noch einmal Auskunft von Herrn Klein jun. zu erhalten. Bei der Berufsart des Herrn Klein konnte ich indessen erst jetzt in Verbindung mit ihm treten und erfuhr nun zu meiner Überraschung, daß die Stücke möglicherweise nicht von Venezuela stammen, sondern auch in New Port News (Nordamerika) von ihm gekauft sein könnten. Man wird unter diesen Umständen gut tun, wenigstens vorläufig kein Untersilur in Venezuela anzunehmen.

[1]) Über Untersilur in Venezuela. Neues Jahrb. Min. 1904, I, S. 91—93, Taf. X.

18. Die Zone des Inoceramus Koeneni G. MÜLLER bei Paderborn.

Von Herrn H. STILLE.

Hannover, den 21. März 1909.

Auf die *Cuvieri*-Pläner, die das „Bockfeld" südlich von Paderborn zusammensetzen, legen sich graue Mergel, und zwar verläuft die Grenze zwischen Pläner und Mergel mitten durch die Stadt Paderborn derart, daß die festeren Pläner die etwas höheren südlichen, die mürberen Mergel die etwas tiefer liegenden nördlichen Stadtteile einnehmen. Zuerst sind die Mergel von CL. SCHLÜTER[1]) beschrieben worden, der aus ihnen *Belemnitella quadrata* BLAINV. anführte und sie zum Untersenon stellte. Vom Alme-Ufer zwischen Paderborn und Elsen wurde dann im Jahre 1877 von SCHLÜTER[2]) *Inoceramus involutus* SOW. erwähnt, wodurch das Vorhandensein der zweitältesten Stufe des Emschers bewiesen wird, den GOTTFRIED MÜLLER[3]) bekanntlich vom Hangenden zum Liegenden in

4. Zone des *Inoceramus Haenleini* G. MÜLLER,
3. Zone des *Inoceramus digitatus* SOW.,
2. Zone des *Inoceramus involutus* SOW.,
1. Zone des *Inoceramus Koeneni* G. MÜLLER

gegliedert hat.

Während die grauen Mergel von Paderborn bisher für höchst fossilarm galten, ist es Herrn Prof. Dr. SCHRADER zu Paderborn vor einigen Jahren gelungen, in einer der Ziegeleien des „Riemeker-Feldes" gleich westlich der Stadt Paderborn[4]) eine große Zahl von Exemplaren der Gattung Inoceramus ausfindig zu machen, die er mir freundlichst überließ und die ich seinerzeit dem Museum der Kgl. geologischen Landesanstalt übergeben habe. Das häufige Auftreten dieser Inoceramen scheint an einen dünnen Schichtkomplex inmitten

---

[1]) CL. SCHLÜTER: Die Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. Diese Zeitschr. XVIII, 1866, S. 74.

[2]) CL. SCHLÜTER: Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica XXIV, S. 273.

[3]) G. MÜLLER: Die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Diese Zeitschr. 52, 1900, Protok., S. 38.

[4]) H. STILLE: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn, S. 27 u. Taf. II.

der sonst fast fossilfreien Mergel gebunden zu sein. In Gesellschaft der Inoceramen fand sich *Micraster cor testudinarium* AG. in einer Reihe von Exemplaren.

Der Fundpunkt liegt etwa 800 m nordnordwestlich des Bahnhofes Paderborn, der noch auf *Cuvieri*-Pläner steht, während gleich nördlich des Bahnhofes bereits die grauen Mergel das Liegende des zutage zu beobachtenden Diluviums bilden[1]. Bei der sehr flachen Lagerung des Kreidegebirges müssen wir auch an der fraglichen Ziegelei noch in tiefen Schichten des Emscher-Mergels stehen, was durch die Fossilien bestätigt wird. Es fanden sich dort:

Inoceramus [*Volviceramus*][2]) *Koeneni* G. MÜLLER

(G. MÜLLER: Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt f. 1887, S. 412, Taf. XVII, Fig. 1).

Etwa ein Dutzend Stücke liegen vor, die zwar teilweise sehr verdrückt sind, aber immerhin die Charakteristika der Art gut erkennen lassen. Eine der linken Klappen ist fast unverdrückt erhalten und zeigt bei 13 cm Höhe, 11 cm Länge und 7,5 cm Dicke die hohe Aufwölbung, die immerhin diejenige des *Inoceramus involutus* SOW. nicht erreicht, und an der vorderen Seite unter dem Wirbel die tiefe Einsenkung der Schale. Die Oberfläche der linken Klappen ist nur schwach gewellt, teilweise sogar fast glatt. Die weniger gewölbte und kleinere rechte Klappe trägt hohe und ziemlich scharfe konzentrische Rippen. Auch die radialen Querrunzeln, auf die G. MÜLLER hinwies, sind zu beobachten.

Inoceramus Koeneni ist von G. MÜLLER aus dem tiefsten Emscher von Quedlinburg und Halberstadt beschrieben und später von ihm auch in der Zeche Dahlbusch bei Gelsenkirchen nachgewiesen worden[3]).

Inoceramus gibbosus SCHLÜT.

(SCHLÜTER: Palaeontogr. XXIV, S. 271).

Drei unvollständige Stücke der von SCHLÜTER aus dem Emscher der Zeche Osterfeld bei Oberhausen beschriebenen Art sind bei Paderborn gefunden worden. Sehr deutlich ist

---

[1]) CL. SCHLÜTER: Schichten des Teutoburger Waldes bei Altenbeken. A. a. O. S. 75.

[2]) STOLICZKA: Cretaceous Pelecypoda of Southern India, S. 394.

[3]) G. MÜLLER: Gliederung der Actinocamax-Kreide. A. a. O. S. 39.

die quer über die sehr dicken und oben gerundeten konzentrischen Rippen vom Wirbel zum unteren Rande gehende tiefe Depression, die einen schmalen hinteren Teil der Schale von derem Hauptteile und von den Rippen eine radial gestellte Höckerreihe abtrennt. Die konzentrischen Rippen sind im Alter sehr dick und wulstig und geben unserer Art eine gewisse Ähnlichkeit mit *Inoceramus Brongniarti* Sow., wie auch Schlüter hervorhebt. In der Jugend sind sie sehr fein und dicht gestellt, wie einer unserer Steinkerne gut erkennen läßt; auf diesem ist auch eine schwache Radialstreifung angedeutet[1]).

Die Längsdepression hat *Inoceramus gibbosus* mit *Inoceramus Haenleini* G. Müller (Abh. d. geol. Landesanstalt. Neue Folge, H. 25, S. 41) gemeinsam, den G. Müller von Henrichenburg bei Datteln in Westfalen beschreibt und abbildet. Bei diesem ist aber die Depression wesentlich flacher als bei unseren Paderborner Stücken.

Durch das Zusammenvorkommen mit *Inoceramus Koeneni* G. Müller erweist sich *Inoceramus gibbosus* Schlüt. als eine Form des tiefsten Emschers und zugleich als die nach bisheriger Kenntnis älteste der durch die Radialdepression im hinteren Teile der Schale charakterisierten Formen der obersten Kreide. *Inoceramus Haenleini* G. Müller und *Inoceramus J. Boehmi* G. Müller erscheinen erst im obersten Emscher, und ersterer geht nach Wegner[2]) sogar in die untere Granulatenkreide; noch jünger ist *Inoceramus Brancoi* Wegner[2]).

Nach unserer bisherigen Kenntnis sind also in den grauen Mergeln von Paderborn die beiden ältesten Stufen des Emschers vertreten, nämlich diejenige des *Inoceramus Koeneni* G. Müller und diejenige des *Inoceramus involutus* Sow.

---

[1]) Das von Schlüter nicht abgebildete Original befindet sich im geologisch-paläontologischen Museum zu Bonn und ist mir von Herrn Privatdozenten Prof. Dr. Wilckens in Vertretung des im Auslande befindlichen Herrn Geheimrats Prof. Dr. Steinmann freundlichst zum Vergleich mit den Formen von Paderborn überlassen worden.

[2]) Wegner: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschr. **57**, 1905, S. 158 u. 159.

19. Bemerkung zu der Mitteilung des Herrn Hans Stille: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens.

Von Herrn K. Andrée.

Karlsruhe, den 2. März 1909.

Auf S. *18* dieser Monatsberichte hat Herr Hans Stille neben anderen Fachgenossen auch mir vorgehalten, den roten „Gaultsandstein“ von Altenbeken in das Untere Albien gestellt zu haben. Herr Stille stützte sich dabei, wie er mir auf eine Anfrage freundlichst mitteilte, auf zwei Absätze meiner Dissertation von 1904[1]), die ich hier wörtlich anführen will, um das Irrtümliche seiner Angabe festzustellen. Ich schrieb (a. a. O. S. 25) im zweiten Absatze der Charakterisierung des Neocom- oder Teutoburger Wald-Sandsteines bei Iburg: „Die Gesamtmächtigkeit des Sandsteines beträgt anscheinend gegen 200 m und ist so um vieles größer als in der Gegend von Altenbeken, wo Stille 60—65 m (Neocom-Sandstein + „Gaultsandstein“) angab.“ Gerade die eingeklammerten Worte dürften zur Genüge zeigen, daß nur die Mächtigkeiten der Sandstein-Facies beider Gegenden verglichen werden sollten, und daß die geringere Mächtigkeit bei Altenbeken stratigraphisch mehr umfaßte als die größere in anderen Teilen des Bergzuges, ein Umstand, durch welchen das Anschwellen der Mächtigkeit des Neocom-Sandsteines nach Nordwesten zu um so mehr hervortreten mußte.

Wenn ich dann weiterhin (a. a. O. S. 36) nach Anführung meiner auf Valanginien, Hauterivien und Unterstes Barrêmien hinweisenden Funde als Resultat meiner Untersuchungen über den stratigraphischen Umfang der Sandsteine bei Iburg angab: „Jüngere Horizonte des Barrêmien sowie Aptien[2]) ließen sich durch Fossilfunde nicht nachweisen; doch ist es nicht unwahrscheinlich, daß selbst das Untere Albien noch durch die Facies des Teutoburger Wald-Sandsteines vertreten wird, zumal da unmittelbar über dem letzteren nach den Auf-

---

[1]) K. Andrée: Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaugural-Dissertation. Göttingen 1904.

[2]) Das ja von anderen Orten aus dem Teutoburger Walde schon damals bekannt war.

schlüssen im Hankenberger Bahneinschnitte Tone anscheinend schon des Oberen Albien[1]) folgen", so galt dieses Resultat eben nur für die Iburger Gegend, und ist es. mir wenigstens, nicht ersichtlich, wo in diesen beiden Absätzen, auf die Herr STILLE sich bezieht, eine Einstellung des Gault-Sandsteines von Altenbeken in das Untere Albien erfolgt sein soll.

— — —

20. Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Monte Guglielmo.

Von Herrn NORBERT TILMANN.

Mit 10 Textfiguren.

Bonn, den 19. März 1909.

Literatur.

(Es sind nur die im Text erwähnten Arbeiten aufgeführt; im Text beziehen sich die hinter dem Autornamen mit Klammer beigefügten Zahlen auf die entsprechende Nummer dieses Verzeichnisses.)

1. BALTZER, A.: Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. pal. Abh. v. DAMES u. KAYSER, N. F., Bd V, H. II, 1901.
2. BITTNER, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd **31**, 1881.
   — Nachträge zum Bericht über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd **33**, 1883.
3. CACCIAMALI, G. B.: Rilievi geotectonici tra il lago d' Iseo e la Valtrompia. Brescia, Comm. d. Ath., 1906.
4. COZZAGLIO: Note esplic. sopra alc. relievi geol. in Val Camonica. Giorn. d. Min. v. Sansoni, Pavia, Bd V, 1894.
5. CURIONI, G.: Geologia applicata delle provincie Lombarde. Milano 1877.
6. DEECKE, W.: Beitrag zur Kenntnis der Raibler Schichten in den lombardischen Alpen. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd III, 1885.
7. LEPSIUS, R.: Das westliche Südtirol. 1878.
8. SALMOJRAGHI: Le piramidi di erosione della conca di Zone. Boll. d. Soc. geol. ital., Vol. IV, 1885.
9. SALOMON, W.: Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. Sitz.-Ber. d. K. Preuß. Ak. d. Wiss. Berlin, Bd XL, 1896.
   — Die Adamellogruppe. I. Teil. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien, Bd XXI, H. I, 1908.

---

[1]) Diese Tone, welche DÜTTING stratigraphisch unrichtig gedeutet hatte, stellte ich (S. 37 meiner Arbeit) den *Minimus*-Tonen gleich; sie entsprechen STILLES „Grünsand des Osning".

10. TILMANN, N.: Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Bonn, Dissert., 1907.
11. VIGO, G.: Sulle porfiriti del Monte Guglielmo. Rendic. d. R. Ist. Lomb., Ser. II, 29, Milano 1896.

Zwischen dem Iseosee und der Val Trompia erhebt sich das Bergmassiv des Monte Guglielmo, dessen breiter, in OSO-Richtung sich hinziehender Kamm in dem Dosso Pedalta und dem Castel Bertina fast 2000 m Höhe erreicht. Schon frühzeitig lenkten die Triasschichten, die auf der Ostseite der Val Camonica und des Iseosees am Westfuß des Gebirgsstockes in seltener Regelmäßigkeit aufeinander folgen, das Interesse der Geologen auf sich, besonders seitdem CURIONI[5]) von dieser Stelle ein für die Trias der Lombardei grundlegendes Normalprofil beschrieb. Später hat BITTNER[2]) dieses Profil mit der von ihm in Judikarien und Val Trompia festgestellten Schichtenfolge der Triasablagerungen in Übereinstimmung gebracht. DEECKE[6]) verbreitete speziell über die lange strittigen Raibler Schichten von Toline am Iseosee völlige Klarheit. Nachdem dann von SALOMON[9]) und VIGO[11]) vom Gipfel des Monte Guglielmo ein dem BITTNERschen Schema völlig entsprechendes Profil der mittleren Trias beschrieben wurde, das ein Bindeglied zwischen der Trias der Val Trompia und dem Normalprofil CURIONIS darstellt, darf die Schichtfolge der Trias des Monte Guglielmo in den wesentlichsten Zügen als feststehend angesehen werden.

Zu diesem Resultate führten mich auch die geologischen Begehungen, die ich im August und September 1908 in diesem Gebirgsstück ausführen konnte, und die als Fortsetzung meiner Untersuchungen im Triasgebirge der Val Trompia[10]) neben dem Studium der Triasschichten vornehmlich eine Klarstellung der tektonischen Verhältnisse bezweckten.

In dem zunächst folgenden, stratigraphischen Abschnitt kann ich mich also neben einer kurzen Übersicht über die einzelnen Horizonte und ihre Verbreitung auf die Mitteilung der Beobachtungen beschränken, die zur Beseitigung noch bestehender Unklarheiten und Richtigstellung einiger in der Literatur sich findender Irrtümer beizutragen geeignet sind. Im zweiten Teil der Arbeit werde ich dann die tektonischen Verhältnisse, die bis jetzt eine zusammenhängende, eingehendere Darstellung nicht erfahren haben, in ihren wichtigsten Zügen klarzulegen versuchen.

Stratigraphie.

Die Schichten des Perm und der unteren Trias (Rote Sandsteine, Servino, Rauhwacke) sind auf eine Zone an der Nordgrenze des untersuchten Gebietes beschränkt. Gegen die krystallinen Schiefer des Muffettokammes stoßen sie überall an einer Störung ab. Sie streichen aus der Valle delle Selle nördlich des Guglielmokammes vorbei und gewinnen gegen die Val Camonica zu im Tal des Trobiolobaches größere Ausdehnung.

Über diesen Schichten erhebt sich als unterstes Glied der anisischen Stufe der mächtige Komplex des *Gracilis*-Kalkes. Vom Iseosee südlich Pisogne zieht er über den M. Agolo bis zur höchsten Spitze des Berges, dem Dosso Pedalta, und weiter gegen SO zum M. Stalletti; auf dieser ganzen Strecke bildet er den steilen Nordabfall des Gebirgskammes. Auf der Südseite des Berges durchzieht er die oberen Verzweigungen der Valle d' Inzino: infolge einer Störung erscheint er hier zweimal übereinander in steil abfallenden, immer gute Schichtung zeigenden Felswänden. Endlich bildet er im Osten des untersuchten Gebietes die pittoresken Felsen der Valle delle Selle und die steile, südliche Flanke dieses Tales bis zur Einmündung in den breiteren Kessel von Pezzazze. Die immer gut gebankten, schwärzlichgrauen, grau bis weißlich verwitternden, meist etwas knolligen, fossilarmen Kalke erreichen eine sehr bedeutende Mächtigkeit. SALOMON[9]) schätzt sie an der Nordwand des Dosso Pedalta auf über 600 m; das ist wohl hauptsächlich der Grund, daß er die ungewöhnlich hellweißlich verwitternden, teilweise verschratteten Kalke in der Nähe des Rifugios unterhalb der Pedaltaspitze, die den obersten Teil der ganzen Schichtmasse bilden, als Esinokalk anzusprechen geneigt ist. Eine ähnliche Ansicht hat VIGO[11]) geäußert. Aber die regelmäßige Überlagerung dieser Schichten durch die nächstfolgenden, jüngeren Triasglieder, die man am Castel Bertina und an mehreren anderen Punkten einwandsfrei beobachten kann, setzt ihre Zugehörigkeit zum *Gracilis*-Kalk außer allen Zweifel, ganz abgesehen davon, daß sich auch hier die gleichen kleinknolligen, zum Teil mit Crinoidenstielgliedern erfüllten Lagen finden, wie man sie in der Val Trompia in den oberen Schichten des Horizontes anzutreffen gewohnt ist. Dort ist auch die Mächtigkeit nicht wesentlich geringer; an der Nordseite des M. Ario oder in der Val Degnone am Südabfall des Corno di Pò ist sie mit etwa 500 m nicht überschätzt.

Mehrfach ist schon die große Ähnlichkeit betont worden, die die Ausbildung des *Gracilis*-Kalks an der am Iseosee hinführenden Straße südlich Pisogne mit den Varennakalken des Comer Sees aufweist. Der Übergang aus der normalen Ausbildung in diese dünngebankten, ziemlich glattschichtigen Kalke läßt sich am M. Agolo deutlich verfolgen und scheint mir hauptsächlich dadurch zustande zu kommen, daß in den gewöhnlich dünner gebankten, oberen Partien dieses Horizontes die kleinknollige Struktur und wulstige Schichtflächen besitzen, diese Eigenschaften zurücktreten und so ein dünn geschichteter, ebenflächiger Kalk resultiert.

Der Übergang in das nächsthöhere Schichtglied, den Brachiopodenkalk, ist ebenso wie in der Val Trompia nicht so scharf wie in Judikarien; wo die Brachiopoden fehlen, ist eine genaue Grenze nur schwer zu ziehen. Die Mächtigkeit dieser bläulichschwarzen, gelb und blau verwitternden, knolligen Kalke ist wie bei allen bis zum Esinokalk folgenden Schichten nie groß. SALOMON[9]) und VIGO[11]) haben das massenhafte Vorkommen der *Plicigera trigonella* SCHLOTH. am Castel Bertina bekannt gemacht; auch an vielen anderen Punkten konnte ich die gewöhnlichen, für diesen Horizont bezeichnenden Fossilien auffinden. (Valle d' Inzino am Hang gegenüber Casa Orthigera, Dosso Fontanazzi, Punkt 1212.)

Die aus einem Wechsel von schwärzlichen, knolligen Kalken und sehr feinschichtigen, bräunlichen Zwischenlagen gebildete *Trinodosus*-Zone (Prezzokalk) ließ sich vom Gipfel des M. Guglielmo bis hinunter zum Iseosee über den M. Agolo und M. Aguina hin verfolgen; auch am oberen Südabhang des Berges ist sie ebenso entwickelt, während sie unterhalb von Casa Orthigera in der obersten Valle d' Inzino durch das Zurücktreten der bräunlichen Zwischenlagen sich der aus der Val Trompia schon länger bekannten Ausbildung nähert.

Die Reitzikalke (sog. Buchensteiner) sind wie in der Val Trompia als kieselige Kalke mit Hornsteinausscheidungen entwickelt, jedoch hier sehr fossilarm.

Die Wengener Schichten sind nach SALOMON[9]) sehr reduziert und vielleicht vollständig durch Esinokalk vertreten. VIGO[11]) erwähnt vom Castel Bertina Tuffe und schwarze Kalke, die nach ihrer Lage zwischen Reitzikalk und Esinokalk Wengener Alter besitzen müssen. In tuffig-kalkigem Schiefer fand ich gleich südlich des Turmes auf dem Castel Bertina *Daonella Lommeli* WISSM., wodurch die Annahme VIGOS[11]) ihre Bestätigung erhält. Die von ihm erwähnten Kalkbänke heben sich durch ihre gute Schichtung unter der von der Spitze

des Castel Bertina zur Casa Guglielmo di sopra sich hinabziehenden Mauer aus Esinokalk deutlich ab. Auf der Oberfläche dieser gelblich verwitternden Bänke finden sich wirrverzweigte Kieselausscheidungen, die nach SALOMON[9]) auch am Dosso alto in diesen Schichten auftreten und zunächst auf Reitzikalke schließen lassen. Ob am Westabfall des M. Guglielmo, an der Corna del Bene, die aus einem Wechsel von schwärzlichen, häufig durch eine charakteristische, ellipsoidische Absonderung auffallenden Kalkbänken und bräunlichen, tuffigen Zwischenlagen bestehenden Schichten dem Wengener Niveau zuzurechnen sind, möchte ich noch dahingestellt sein lassen, solange nicht durch Fossilien ein sicherer Beweis erbracht ist. Sie ähneln sehr dem *Trinodosus*-Kalk, wozu sie anscheinend auch VIGO[11]) rechnet. Erst weiter abwärts bei den Case Zuf konnte ich Wengener Schichten in ähnlicher Ausbildung wie am Turm des Castel Bertina mit *Daonella Lommeli* WISSM. sicher nachweisen. Doch beträgt hier die Mächtigkeit nur wenige Meter; sie wächst jedoch in den Aufschlüssen am M. Aguina, speziell an dem Wege, der von der Casa di Bombolone zu den Alphütten auf der Höhe dieses Berges führt, bis auf 20 m an. Von diesem Punkt läßt sich der Horizont über die Alp Aguina in NNW-Richtung weiter verfolgen und zieht unter den Esinokalkfelsen, die die Spitze des M. Noale einnehmen, hinunter bis zum Iseosee; in dem unteren Teil des Berghanges ist er jedoch nur schlecht aufgeschlossen und durch Schutt und Moränenmaterial überdeckt.

Am Südabfall des Guglielmokammes scheinen die Wengener Schichten ganz zu fehlen. Das ist um so auffälliger, als auch der Esinokalk, der sie faciell vertritt, an manchen Stellen hier nur wenig mächtig ist.

Im Gegensatz dazu treten sie auf der Ostseite bei Pezzoro in bedeutender Mächtigkeit auf. Der Weg von Pezzoro zur Casa Pontogna führt lange durch die graugrünlichen, oft pflanzenspreuführenden, tuffigen Schiefer dieses Niveaus aufwärts. Es kommen allerdings in diesem Komplex auch einige rötlich gefärbte Bänke vor, die an die Raibler Tuffschiefer erinnern könnten. Doch lehrt ein Vergleich mit den nächsten Raibler Vorkommen in der kleinen Valle Aperta, daß der Gesamthabitus dieser Schichten ein gänzlich anderer ist.

Der Esinokalk weist ebenso wie die Wengener Schichten, die er faciell vertritt, sehr schwankende Mächtigkeiten auf. Dort, wo er seine normale Entwicklung zeigt, gibt er sich leicht durch die schroffen, ungebankten, hellweißen Kalkwände zu erkennen, die nur in ihren obersten Partien an der Grenze

gegen die Raibler Tuffschichten deutliche Schichtung zeigen; doch gehören diese Lagen wohl zumeist schon dem Plattenkalk an, der die Basis der Raibler Schichten bildet. Eine scharfe Trennung zwischen den beiden Kalkhorizonten durchzuführen, gelang mir bis jetzt noch nicht; denn da, wo der Esinokalk reduziert ist, nimmt er oft eine ähnliche dunklere Färbung an, wie sie der Raibler Plattenkalk gewöhnlich zu besitzen pflegt. Auch stellen sich beide Horizonte in der Landschaft als Einheit dar gegenüber den liegenden und hangenden tuffigen Schichten, und deshalb habe ich sie auf dem Kärtchen und den Profilen mit gleicher Schraffur gezeichnet. Von besonderer Wichtigkeit wird dieser Kalkkomplex dadurch, daß er sich überall als das beste Mittel zu einer sicheren Trennung der älteren ladinischen von den jüngeren Raibler Tuffmassen erweist, wie dies von DEECKE[6]) schon richtig hervorgehoben ist*). Auch in dem Normalprofil CURIONIS längs der Seestraße bei Toline fehlt dieser Kalkhorizont nicht. Allerdings sind die Berghänge stark durch Schutt und Moränen überdeckt; aber gleich nördlich des genannten Dorfes steht an der Straße, etwa bei km 41, ein wenig mächtiger, hellgrauer Kalk an, der ganz das Aussehen von Esinokalk besitzt und von den unteren Partien der Raibler Tuffmassen regelmäßig überlagert wird.

Erst auf der Spitze des M. Noale tritt der Esinokalk deutlich hervor, was schon BITTNER[2]) richtig erkannte. Seine weitere Fortsetzung findet sich aber nicht in den hellen Kalkbänken, die unter der Spitze des M. Agolo hinstreichen, wie DEECKE[6]) angibt; es stehen dort die obersten Bänke des *Gracilis*-Kalkes und die Brachiopodenschichten an; vielmehr zieht er über die Spitze des M. Aguina, steil nach WSW einfallend, ins Tal hinab gegen die Casa di Bombolone zu. In der Umgebung dieses Gehöftes ist er jedoch nicht vorhanden, wohl infolge einer Störung, die die Raibler Tuffe fast unmittelbar an *Trinodosus*-Kalke anstoßen läßt.

Doch schon auf der linken Talseite der Val Vandül an den steilen Berghängen oberhalb Zone gewinnt er wieder eine ansehnliche Verbreitung; er zeigt hier gleiches steiles Fallen nach WSW wie nördlich am M. Aguina. Daher reicht er fast aus der Tiefe des Tales bis hinauf zu den Case Zuf. Ebenfalls

---

*) Daß sich dieser wichtige Horizont entgegen den Angaben DEECKES[6]) auch bei Marcheno in der Val Trompia und in der Valle di Marmentino findet, konnte ich schon früher feststellen. Vgl. TILMANN[19]).

steil aufgerichtet bildet er den Felsriegel, durch den sich der Lombrinobach in enger Schlucht seinen Ausgang zum Talkessel von Zone gesägt hat; dann begleitet er die nördliche Seite der Valle di Gasso bis zum Paß gegen die oberste Valle d' Opol. Die kleine Val del Guglielmo, die sich von den höchsten Teilen des Guglielmokammes zur Valle di Gasso herunterzieht, ist ganz in Esinokalk eingeschnitten. Er bildet weiter die oberen Abstürze des M. Marchione und der in den Talschluß der Valle del Lombrino überragenden Corna del Bene, endlich auch die südlichen Spitzen des Castel Bertina.

Auf der Südseite des Gebirgsstockes durchzieht die oberen Verzweigungen der Valle d' Inzino vom Dosso Fontanazzi bis in die Valle di Colonno ein zweites Band von Esinokalk, das einer gegen den Guglielmokamm nach Süden abgesunkenen Scholle angehört. Entgegen den Angaben CACCIAMALIS[3]) besteht der Dosso Fontanazzi nicht ganz aus Esinokalk. Dieser bildet vielmehr nur den obersten Kamm dieses Berges und den unteren Teil des Hanges gegen die Val Casere, dazwischen kommen auf den Wiesen oberhalb Casa Brutine ältere Schichten zutage.

Am Ostabfall des Guglielmokammes besitzt der Esinokalk noch eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit im Kamm des Dosso Sapel, der die kleine Valle Aperta von der von Pezzoro zur Casa Pontogna hinaufziehenden Talschlucht trennt; dagegen ist er an dem Berghang, der nördlich von Pezzoro zur Höhe I Dossi ansteigt, sehr reduziert, wo ihn die Wengener Schichten fast ganz vertreten.

Bezüglich der Raibler Schichten kann ich auf die vorzügliche Darstellung verweisen, die DEECKE[6]) gegeben hat. Daß an der ganzen Nordseite des Guglielmokammes bis hinüber zur Casa Pontogna dieser Horizont nicht vorhanden ist, ergibt sich schon deutlich aus der Karte BALTZERS[1]); ferner stellte schon CACCIAMALI[3]) fest, daß der von Toline über Zone durch die Valle di Gasso kommende Zug der Raibler nicht kontinuierlich in die Val Trompia weiterzieht, sondern in der Val Casere an einer Verwerfung endet.

Doch möchte ich hier einige Worte über die zahlreichen Porphyritvorkommen anschließen, die ebenso wie in der Val Trompia die Triasschichten bis zu den Raibler Schichten hinauf durchsetzen. Aus meinen früheren Untersuchungen in der Val Trompia hatte ich die Ansicht gewonnen, daß dort die Eruptionen dieser Gesteine zum weitaus größten Teil Raibler Alter besäßen, da ich an mehreren Stellen eine innige Verknüpfung der Porphyrite mit den mächtigen, bunten Raibler Tuffmassen

auffinden konnte. Für die zahlreichen, kleineren Eruptivgänge, die die Triasablagerungen der Val Trompia durchschwärmen, ist eine genaue Altersangabe schwer zu erbringen; doch kam ich da, wo die Lagerungsverhältnisse in dieser Hinsicht klaren Aufschluß zu geben vermochten, zu der Annahme, daß ihre Bildung frühestens in die Wengener Zeit zu versetzen sei.

Nachdem ich nun die Vorkommen am M. Guglielmo kennen gelernt habe, die ausführlicher von VIGO[11]) beschrieben sind, unterliegt es mir keinem Zweifel, daß die Eruptionsperiode ihren Anfang schon während der Ablagerungen der Reitzikalke nahm, da sich am Castel Bertina in diesem Niveau konkordant eingelagerte, mit Tuffen verbundene Porphyrite finden. Andrerseits kann ich die von VIGO bezweifelte Richtigkeit der kurzen Bemerkung SALMOJRAGHIS[8]), der für die Porphyrite des M. Marchione Raibler Alter annimmt, wenigstens zum Teil bestätigen. Schon DEECKE[6]) gibt an, daß sich am Südfuß des M. Guglielmo vom Paß Pietro di Soliva bis zur Casa Costaricca Porphyrite finden, die mit den Raibler Schichten innig verbunden sind.

Dagegen beruhen die Ausführungen DEECKEs[6]) über das Auftreten einer braunrot gefärbten, jüngeren Modifikation der Porphyrite im Hauptdolomit auf einem Irrtum, da er die weißleuchtenden Abstürze des Esinokalkes und der *Gracilis*-Schichten als Hauptdolomit ansprach. In diesem Horizont finden sich hier wie auch in der ganzen Val Trompia nirgends Anzeichen einer vulkanischen Tätigkeit.

Hauptdolomit und Rhät bieten zu besonderen Bemerkungen keinen Anlaß. Immerhin möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß der Hauptdolomit eine 1500 m wohl noch übersteigende Mächtigkeit besitzt. Der ganze mächtige Komplex der Corna di trenta passi besteht aus gleichförmig steil WSW fallenden, gelegentlich auch senkrecht stehenden oder gar überkippten Schichten dieses Horizonts.

Tektonik.*)

Weit weniger vollständig als die stratigraphischen Verhältnisse ist bis jetzt die Tektonik des M. Guglielmo bekannt

*) Zu diesem Abschnitt siehe die Karte und die Profile. Die Profile I—VIII folgen der Reihe nach von O nach W. Während jedoch die östlichen in etwa N—S-Richtung das Gebiet durchschneiden, nehmen die westlichen entsprechend dem Umbiegen der Streichlinien einen von ONO nach WSW gerichteten Verlauf, so daß die ganze Serie nach S und W strahlenförmig divergiert.

geworden. Nach dem Profil, das LEPSIUS[7]) aus der Tiefe der Val Trompia zum Gipfel des Berges zog, scheint dieser aus einer horizontal liegenden, ungestörten Folge von Triasschichten zu bestehen, die oben von einer Kuppe aus Liaskalk gekrönt wird. Daß der Aufbau aber doch viel verwickelter ist, entnimmt man schon aus dem Profil, das 1894 COZZAGLIO[4]) durch den Berg gelegt hat, und das in seinen wesentlichsten Punkten auch heute noch Gültigkeit hat. Nach ihm setzt sich

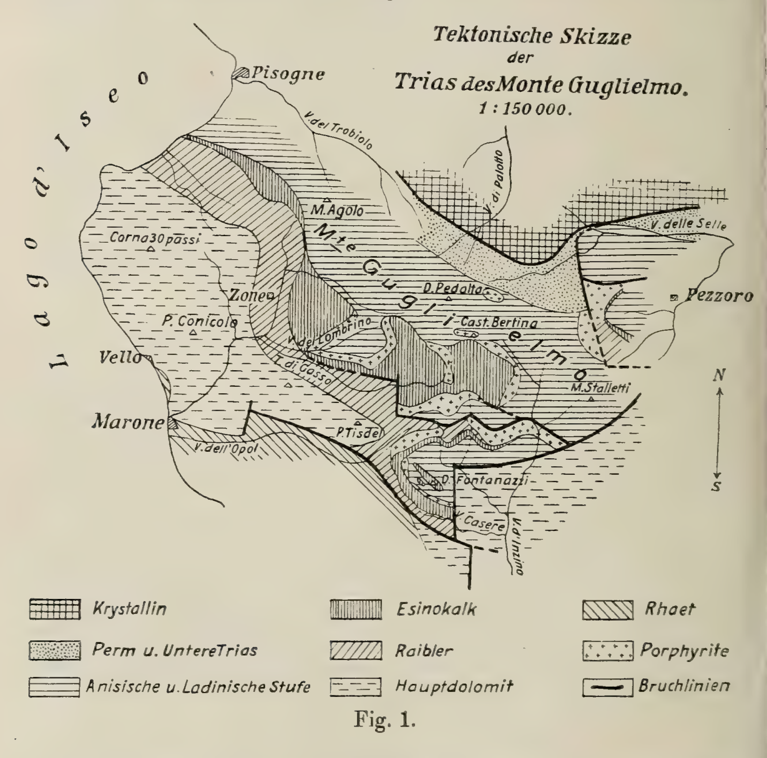


Fig. 1.

der Gebirgsstock aus drei treppenförmig gegen S abgesunkenen Triasschollen zusammen. Nicht ganz einfache tektonische Verhältnisse lassen auch die Karte und die Profile CACCIAMALIS[3]), die das hauptsächlich aus Jura- und Kreideschichten bestehende, südlich angrenzende Gebirgsstück zur Darstellung bringen, für das hier behandelte Gebiet erwarten. CACCIAMALI[3]) konnte dort neben einer O — W streichenden Faltung ein ausgedehntes Netz von Brüchen konstatieren, die in O — W-, NNO- und NNW-Richtung das Gebirge durchsetzen.

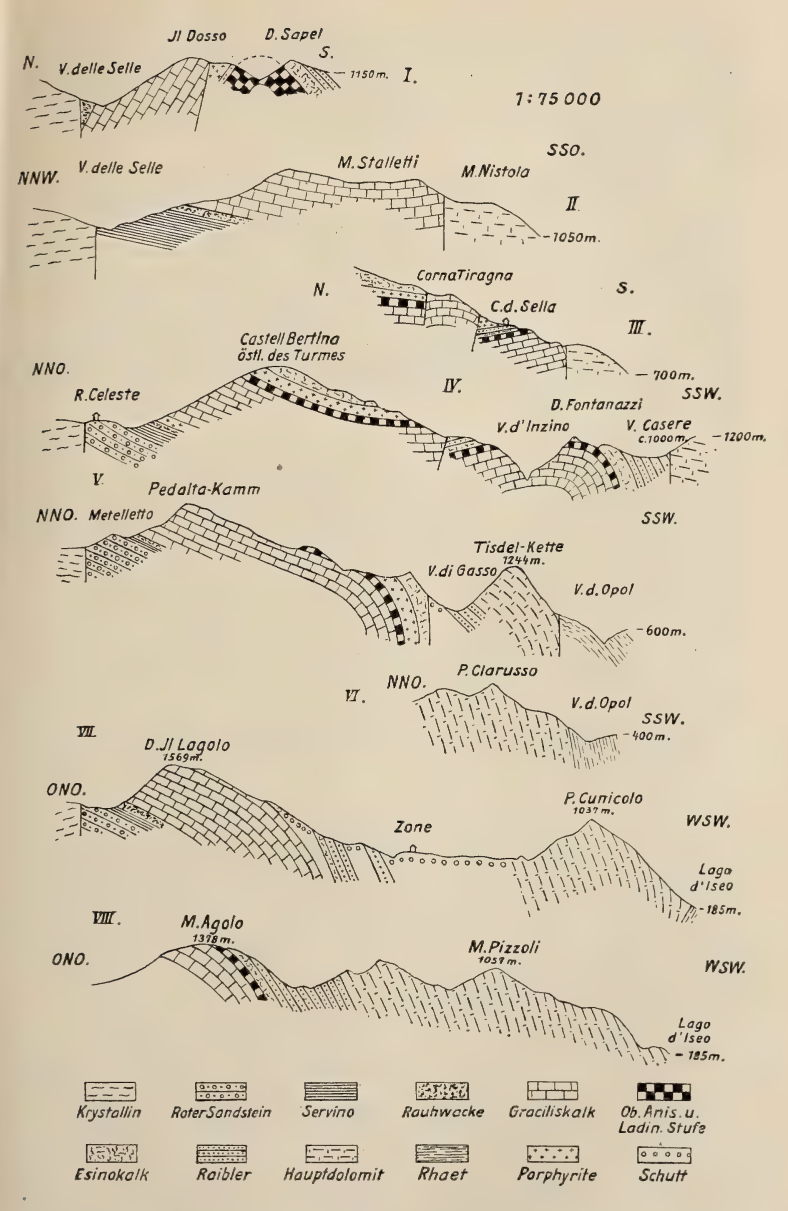


Fig. 2—9.
Querprofile durch den Mt. Guglielmo.

In auffälligem Gegensatz dazu steht nun das altbekannte Profil, das sich längs des Ostufers des Iseosees darbietet. Sämtliche Schichten der Trias folgen hier mit SW-Fallen regelmäßig aufeinander; von Brüchen und Störungen ist hier nichts zu finden.

So mußte es von Interesse erscheinen, zu untersuchen, wie sich die Verbindung zwischen den einfachen Verhältnissen am Iseosee und der komplizierteren Lagerung am Südabfall des Gebirgsstockes gestaltet, um so mehr, als man hier erhoffen konnte, Aufklärung über die Entstehung der Störungen zu erhalten und damit der Lösung der Frage näher zu kommen, ob sich die Dislokationen als das Endresultat intensiver Faltungsbewegungen, als Faltenbrüche darstellen oder ob sich ihr Auftreten besser in den Rahmen eines Bruchgebirges einfügen lassen würde.

Auf der Ostseite des Gebirgsstockes konnte ich leider eine Verbindung mit dem früher untersuchten Gebiete östlich der Val Trompia in der mir zur Verfügung stehenden Zeit nicht vollständig durchführen; ich mußte mich vielmehr darauf beschränken, den oberen Teil des Abfalls gegen dieses Tal bis hinab zur Forcella di Cimmo und zu dem kleinen Dorf Pezzoro zu untersuchen. Nur im NO konnte ich bei der Untersuchung der großen Störungslinie (Val Trompia-Linie), die das Krystallin von den Sedimenten des Perm und der Trias trennt, den unmittelbaren Anschluß an das früher begangene Stück gewinnen und diese Dislokation bis hinüber gegen die Val Camonica am Nordabfall des Guglielmokammes vorbei verfolgen.

Bei der folgenden, näheren Besprechung der Tektonik werde ich zunächst meine Beobachtungen über den nördlichen Teil, besonders über die Val Trompia-Linie, mitteilen, dann auf den Aufbau des Guglielmokammes und seines Abfalls gegen S und gegen W zum Iseosee hin eingehen und endlich noch kurz die bis jetzt gewonnenen Resultate auf der Ostseite des Gebirgsstockes besprechen.

Meine früheren Untersuchungen in der oberen Val Trompia hatten mich zu der Auffassung geführt, daß die Grenze, an der die Perm- und Triasschichten an die krystallinen Schiefer anstoßen, einer steil stehenden Bruchlinie entspreche, und daß die Annahme einer größeren Überschiebung des Krystallins auf die jüngeren Schichten, wie sie BALTZER[1]) vertritt, keine Berechtigung besitze. Das nachstehende Profil, das ich an dem westlichen Endpunkt meiner früheren Untersuchungen[10]) gezogen hatte, zeigt deutlich, wie die fast senkrecht stehenden

Sedimente an einem steilen Bruch an den flach gelagerten krystallinen Schiefern absetzen.

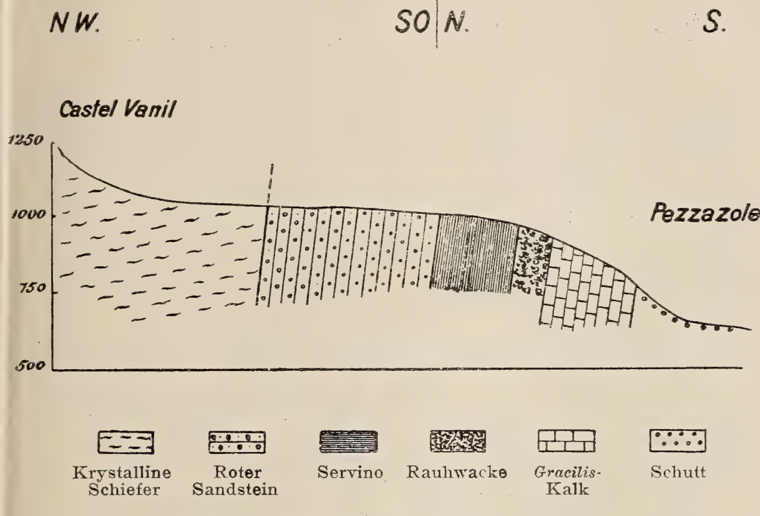


Fig. 10.
Profil auf der linken Seite des V. Roccomassimo bei Avano.
1 : 25000.

Ganz ähnliche Verhältnisse lassen sich weiter gegen W oberhalb des Dorfes Pezzazze und am Nordhang der Valle delle Selle (Prof. I) etwa bis zu dem Punkte verfolgen, wo eine von S kommende, bedeutende Querstörung an den Val Trompia - Bruch anstößt. Weiter westlich ändert sich die Lagerung der Sedimente, indem sie jetzt meist flach nach SSW—SW fallen und nur am Bruche selbst bisweilen etwas steiler aufgerichtet erscheinen (Prof. II, IV, V, VII). So können wir der Bruchlinie hinüber in die Val del Trobiolo folgen; überall sehen wir nur ein Abstoßen der Sedimente gegen das Krystallin, niemals kann man eine deutliche Überlagerung durch das Krystallin, das Vorhandensein einer Überschiebung, feststellen.

Erst bei den Häusern von Zoncone in der Val del Trobiolo (schon nördlich des auf dem Kärtchen dargestellten Gebietes) tritt eine bemerkenswerte Änderung auf, indem der Bruch, der in etwas WNW-Richtung aus der Valle delle Selle herüberzieht, relativ plötzlich sein Streichen ändert, und die Fortsetzung der Grenze zwischen Krystallin und Sedimenten nunmehr fast

nördlich weiterläuft. Daß auch diese Grenze deutlich den Charakter eines steil stehenden Bruches trägt, an dem die Sedimente nach W absinken, habe ich schon früher nachgewiesen[10]).

Wenngleich ich das hier in Frage kommende Gebiet in der Val del Trobiolo nur kursorisch besuchte, so glaube ich doch nach meinen Beobachtungen zu der Annahme berechtigt zu sein, daß weder die von OSO kommende Bruchlinie gegen W eine ihr gleichwertige Fortsetzung besitzt, noch auch die N—S streichende Störung quer an ihr vorbei gegen S in den Kamm des M. Guglielmo hinein sich verfolgen läßt. Es handelt sich also nur um eine recht auffallende Schwenkung der Streichrichtung des großen Bruches, wodurch bei einem flüchtigen Blick auf die Karte allerdings der Gedanke an eine Überschiebung aufkommen könnte. Daß diese Erscheinung aber keineswegs eine Ausnahme darstellt, sondern am Westabfall des M. Guglielmo ein gewisses Analogon findet, werde ich weiter unten zu zeigen haben; auf ihre Bedeutung für das Verständnis der Regionaltektonik möchte ich in der Zusammenfassung am Schluß der Arbeit zurückkommen.

Der Kamm und die höchsten Partien des M. Guglielmo werden aus einer meist nur schwach gegen SSW—SW geneigten Platte gebildet, in der ich bemerkenswerte Störungen nicht antraf (Prof. II, IV, V, VII). Die von SALOMON[9]) und auch von VIGO[11]) erwähnte Verwerfung in der Einsenkung zwischen Castel Bertina und Dosso Pedalta ist nicht vorhanden; der Irrtum beruht wohl auf einer Verwechslung des *Gracilis*-Kalkes mit Esinokalk.

Interessanter gestalten sich die Lagerungsverhältnisse am Süd- und Westabfall des Gebirgsstockes (Prof. II—VIII). Wie schon aus dem Profil von COZZAGLIO[4]) hervorgeht, besteht der Südabfall des Berges aus mehreren, durch allgemein O—W streichende Verwerfungen voneinander getrennten Schollen. Die beiden bemerkenswertesten Brüche entstehen aus einer am SO-Abfall des M. Stalletti sich hinziehenden Verwerfung, die den Hauptdolomit der Höhen oberhalb Cimmo gegen den *Gracilis*-Kalk des M. Stalletti absinken läßt (Prof. II). Die Teilung vollzieht sich in der oberen Valle di Colonno unterhalb des zur Val Trompia hinüberführenden Passes. Der nördliche der beiden Brüche läuft von hier unter den *Gracilis*-Kalkwänden des M. Stalletti und der Corna Tiragna entlang zum Paß Pietro di Soliva und setzt noch weiter in die Valle di Gasso fort; der zweite senkt sich tiefer in die Valle di Colonno hinab, überschreitet dann den Rücken zwischen diesem

Tal und der Valle d' Inzino; durch eine Querstörung nach S verschoben, durchzieht er die Val Casere und setzt über die Forcella di Marone hinüber in die Valle d' Opol. Die zwischen beiden Brüchen eingeklemmte Scholle bildet also einen von O nach W zu sich verbreiternden Keil.

Der nördliche Bruch, der den Guglielmokamm (Guglielmoscholle) von dem mittleren, keilförmigen Stück trennt, ist steil nach N geneigt. Seine Sprunghöhe nimmt nach W zu allmählich ab. Während in der Valle di Colonno Raibler Porphyrite tief am Fuß der mächtigen, zum Teil schwach nach S aufgebogenen *Gracilis*-Kalkhänge des M. Stalletti und der Corna Tiragna sich finden, werden diese gegen W immer weniger mächtig und verschwinden endlich oberhalb der Casa Croce di Soliva ganz. Während bis hierher beide Schollen eine nur wenig geneigte Lagerung besitzen (Prof. IV.), ändert sich dies jenseits einer flexurartigen Querstörung, die am Westfuß des M. Marchione in der Valle di Gasso den Bruch nach N verschiebt. An der Nordseite dieses Tales erscheint der Südrand der Guglielmoscholle scharf nach S heruntergebogen (Prof. V), so daß der Esinokalk, der die felsigen Nordwände des Tales bildet, vollständig senkrecht steht. An seinem Fuß finden wir die Raibler Schichten etwa 50° SSW fallend, so daß immer noch eine Verwerfung zwischen beiden Horizonten angenommen werden muß; das ganze Bild der Störung ähnelt hier aber ganz einer zerrissenen Flexur. Bis zum Ausgang der Valle di Gasso in den Talkessel von Zone hindert die starke Verrollung an genauen Beobachtungen. Hier tritt aber eine neue Erscheinung hervor; wie der Val Trompia-Bruch bei Zoncone aus seiner WNW-Richtung sich gegen N wendet, so schwenkt auch hier die Streichrichtung plötzlich nach N um. Die Guglielmoscholle biegt steil nach W hinunter (Prof. VIII), und dieses Absinken verknüpft sich, wie die Verhältnisse am Ausgang der Valle del Lombrino aufs deutlichste beweisen, so innig mit dem in der Valle di Gasso beobachteten Beugung des SW-Randes der Scholle, daß man über die Gleichzeitigkeit beider Vorgänge nicht zweifeln kann. Leider läßt sich die Lagerung der Raibler Schichten erst nördlich von Zone klar erkennen; hier aber legen sie sich ganz konkordant an den steil WSW fallenden Esinokalk an; von einem Bruch ist nichts mehr zu bemerken; die zerrissene Flexur der Valle di Gasso ist in eine einfache Abbiegung übergegangen. Am Ostufer des Iseosees verläuft die Streichrichtung wieder mehr nach NW.

Ein ähnliches Bild erhält man bei der Verfolgung der zweiten Bruchlinie. Bis zum Ostfuß des Dosso Fontanazzi

besteht sie aus einem fast senkrecht stehenden Bruch, an dem der Hauptdolomit, der die engen Schluchten der Valle di Colonno und der Valle d' Inzino bildet, abgesunken ist (Prof. II—III). Infolge einer Querstörung, die schon CACCIAMALI[3]) von S bis hierher verfolgt hat und die an der Ostwand des Dosso Fontanazzi entlang läuft, findet sich die Fortsetzung des Bruches erst auf der Südseite der Val Casere (Prof. IV). Allerdings könnte man im Zweifel sein, ob man sie nicht besser in der flexurartigen, scharfen Abbiegung des Esinokalkes an der Südwand des Dosso Fontanazzi suchen soll, zumal die Grenze zwischen den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit auf der Südseite der Val Casere, an den Abhängen des Dosso Armala, nur schlecht aufgeschlossen ist. Doch spricht die relativ geringe Mächtigkeit des Hauptdolomits und sein schwaches SW-Fallen gegenüber den steil nach SSW einschießenden Raibler Schichten für das Vorhandensein der Verwerfung zwischen diesen beiden Horizonten, zumal an der Forcella di Marone unter Ausfall des ganzen Hauptdolomits das Rhät direkt an Raibler Schichten anstößt. Von hier zieht der Bruch durch die kleine Valle dell' Aqua santa an der Casa Pergarone vorbei gegen den Südfuß der Tisdelkette, unter deren Hauptdolomit die Schichten der mittleren Trias, die bis hierher die keilförmige, mittlere Scholle bildeten, an der Westseite des Dosso Fontanazzi hinabgetaucht sind. Am Fuß der steil aufragenden Dolomitwände trifft man mehrfach an der Straße, die die Valle d' Opol abwärts führt, zerknitterte Rhätschichten an (Prof. V); im Bachbett des Tales fallen sie ziemlich steil nach SSW ein. Sie finden sich hier unter ganz ähnlichen Verhältnissen wie in der Valle di Gasso die Raibler Schichten unter den Abstürzen des Esinokalkes. An den Serpentinen der Straße unterhalb der Madonna della Grotta bemerkt man einen kleinen Querbruch; gleich westlich von diesem legen sich an den senkrecht stehenden Hauptdolomit konkordant die Rhätschichten an (Prof. VI); der Bruch ist also hier ganz verschwunden. Auch hier macht sich der Einfluß eines Absinkens nach W, wie wir es an der Ostseite des Talkessels von Zone kennen lernten, bemerkbar. Die zunächst WNW streichende Tisdelkette erhält in ihrer Fortsetzung im M. Pizzoli und P. Cunicolo eine fast nördliche Richtung. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Rhät biegt bei Marone scharf nach NNW um und behält noch bis Zorzino am Westufer des Iseosees ihr fast senkrechtes Fallen bei. Lokal findet sich selbst eine Überkippung der Schichten, so daß das Rhät unter den Hauptdolomit einschießt (Prof. VII). Auf diese Weise ist das sonst schwer verständliche

Auftreten der Rhätschichten bei Vello am Fuß der steilen Wand der P. Cunicolo zu erklären. Z. T. sind dabei die weichen Rhätschichten durch die gewaltige, auf ihnen lastende Masse des Hauptdolomits zerpreßt und verdrückt worden. Die Überkippung hat auch wohl COZZAGLIO[4]) zu dem Irrtum verleitet, den Hauptdolomit der Corna di trenta passi als eine steile Synklinale aufzufassen; das Auftreten des Rhät bei Vello würde bei dieser Annahme ganz unerklärlich erscheinen.

Kurz zusammengefaßt erscheinen die tektonischen Verhältnisse an der West- und Südseite des M. Guglielmo als das Resultat eines gleichzeitigen Absinkens der Schichten nach W und S. Während sich aber dieser Vorgang im W auf ein einfaches Abbiegen beschränkt, entstehen auf der Südseite steile Flexuren, die gegen O, wo der Senkungsprozeß ein intensiverer war, in Brüche übergehen, an denen die einzelnen Schollen treppenförmig in die Tiefe sinken. Auch die mehrfach auftretenden Querbrüche scheinen dem gleichen Vorgang ihre Entstehung zu verdanken. Sie bilden nämlich zumeist eine Scheidelinie zwischen zwei Gebirgsstücken, in denen sich die tektonischen Kräfte mit verschiedener Intensität ausgelöst haben, da sie sich z. B. da einstellen, wo ein einfaches Absinken oder eine noch deutliche Flexur in einen scharf ausgeprägten Bruch übergeht.

Schließlich erübrigt es noch, einige Worte über die Lagerungsverhältnisse am Ostabfall des M. Guglielmo gegen die Val Trompia zu sagen. Als das bemerkenswerteste tektonische Element muß die Bruchlinie aufgefaßt werden, die den Ostabfall des Guglielmokammes begrenzt und aus der Valle Aperta östlich der Casa Pontogna vorbei in NNW-Richtung in die Selleschlucht hinabzieht und hier gegen den Val Trompia-Bruch anstößt. Das durch sie gegen O abgesunkene Gebirgsstück besteht aus zwei Stücken (Prof. I). Südlich vom Val Trompia-Bruch folgt zunächst eine steil nach N fallende Scholle aus Rauhwacke und *Gracilis*-Kalk in überkippter Lagerung, zu denen sich weiter nach O auch noch tiefere Schichten gesellen. Sie wird im S begrenzt von einer an dem Berghang über Pezzoro hinstreichenden Verwerfung; das südlich anschließende Stück bildet eine kleine Antiklinale, als deren Gewölbekern in der von der Casa Pontogna nach Pezzoro hinabziehenden Schlucht die Wengener Schichten zum Vorschein kommen. Die Verhältnisse an der Bruchlinie in der Valle delle Selle nördlich unterhalb Casa Pontogna bieten noch manche Unklarheit. Der Servino, der wie die anderen Schichten der Guglielmoscholle gewöhnlich schwach nach SW fällt, zeigt an

der Bruchlinie fast NNW-Streichen bei fast senkrechtem Einfallen; darauf ist seine scheinbare Mächtigkeit in Profil II zurückzuführen, da dieses ihn fast im Streichen anschneidet. Auf der Ostseite der Störung biegen die *Gracilis*-Kalke steil an ihr nach W herunter, während man gerade umgekehrt ein flexurartiges Aufbiegen dieses abgesunkenen Teiles infolge von Schleppung erwarten sollte. Vielleicht haben hier auch transversal verschiebende Kräfte mitgewirkt; allerdings erscheint die Val Trompia-Linie nur wenig aus ihrer Richtung abgelenkt und ist nicht scharf durch den Querbruch verschoben — wohl auch ein Anzeichen dafür, daß beide Dislokationen durch gleichzeitige tektonische Prozesse entstanden sind.

In der Val Trompia beobachtet man, daß die Schichten sich von den Höhen oberhalb Cimmo nach O in das Tal hinuntersenken. Man hat diese Erscheinung einer Faltung zugeschrieben, deren Axe in etwa N—S-Richtung verlaufen soll, und ich hatte früher diese Auffassung geteilt, so lange ich über die Regionaltektonik einen klaren Überblick nicht gewonnen hatte. Jetzt betrachte ich diesen Vorgang als eine einfache Senkungserscheinung ähnlich der, die wir am Westabhang des M. Guglielmo kennen lernten; sie ist aber hier weit schwächer entwickelt und weniger bedeutend.

Suchen wir zum Schluß einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse zu gewinnen, so werden wir den beobachteten Tatsachen am besten gerecht, wenn wir die tektonischen Vorgänge, die das untersuchte Gebiet betroffen haben, als Senkungserscheinungen ansprechen. Wo nur schwache Kräfte in diesem Sinne tätig waren, genügte ein langsames, kontinuierliches Herabbiegen der Schichten, um die entstehenden Spannungen auszugleichen; wurde die Intensität der tektonischen Gewalten erheblicher, und erreichte das Ausmaß der Senkung einen größeren Betrag, so sanken die davon betroffenen Partien an steilen Flexuren zur Tiefe oder zerbrachen vollends in einzelne Schollen, die an scharfen Bruchflächen gegeneinander verschoben wurden. Wie in den ganzen Südalpen, so macht sich auch hier in erster Linie das Bestreben der Senkung nach S gegen die Poebene zu geltend; auf der Westseite des Gebirgsstockes aber kombiniert sich damit ein Hinabtauchen gegen W, am Ostabfall gegen die Val Trompia aber in viel geringerem Maße ein Abbiegen nach O. Alle diese Bewegungen jedoch sind eng miteinander verknüpft und vollzogen sich gleichzeitig. Das zeigt sich in dem Umbiegen des Val Trompia-

Bruches bei Zoncone, in dem bogenförmigen Verlauf der Streichrichtungen im ganzen Westteil des Gebietes, endlich in dem Austönen der das Gebirge gegen S senkenden Dislokationen an den Stellen, wo der Senkungsprozeß durch ein Absinken nach W sich auslöst. Daß auch die Querstörungen zur gleichen Zeit sich bildeten, wurde im Laufe der Arbeit mehrfach erwähnt. — Im ganzen ein buntes und mannigfaltiges, aber durch das Vorherrschen eines großen tektonischen Prinzips harmonisches Bild.

Die Untersuchung lehrt aber weiterhin, daß von einem eigentlichen Faltenbau nicht die Rede sein kann; wo wir Faltungserscheinungen antreffen, werden sie hinreichend durch die Annahme von Stauchungen und Pressungen während des Senkungsvorganges erklärt. Schon ihr gesetzloses Auftreten hier und dort sowie die schnell wechselnde Intensität spricht dagegen, sie als Folge einer einheitlich durchlaufenden Faltungsbewegung anzusehen, so daß man schon früher zu einer verständlichen Erklärung sich zur Annahme von zwei aufeinander senkrechten Faltungen bequemen mußte. Was aber für das Vorhandensein dieser Bewegungen ins Feld geführt wurde, beruht auf einer falschen Bewertung der beobachteten Erscheinungen, die sich ungleich besser in den Rahmen eines Senkungsprozesses einpassen, und auf einer Überschätzung der Lokaltektonik gegenüber dem regionalen Baugesetz — ein Irrtum, der auch mir selbst im Verlauf meiner Untersuchungen nicht erspart geblieben ist.

Mit dem Nachweis des Fehlens einer größeren Faltung erscheint aber auch die Annahme ausgeschlossen, daß die Dislokationen aus überschobenen und zerquetschten Falten hervorgegangen und als Faltenbrüche anzusprechen seien.

So gelangt man hier zu dem gleichen Resultat, das sich mir früher aus meinen Untersuchungen in der benachbarten Val Trompia ergab; und wenn ich beide in flüchtigen Umrissen zu einem Gesamtbild vereinigen darf, so erscheint mir der nördlich in den Höhen des M. Muffetto und M. Columbine zutage tretende Zug krystalliner Schiefer als ein hochgelegenes Zentrum, von dem der Mantel der sie umgebenden Sedimente gegen S und W abgesunken ist. Der M. Guglielmo bildet gerade den südwestlichen Teil dieser Hülle, und es erklärt sich daraus ganz natürlich, daß hier die Dislokationslinien und Streichrichtungen in so markanter Weise eine Schwenkung vollführen.

Es würde mich in meinen Folgerungen leicht zu weit führen, wenn ich mich noch in Betrachtungen einlassen wollte,

ob und in welchem Maße das Adamellomassiv die Tektonik des hier behandelten Gebietes beeinflußt hat. Ich begnüge mich mit dem Hinweis auf die von BALTZER[1]) hervorgehobene Tatsache, daß die Ausdehnung der krystallinen Insel des M. Muffetto gewisse Abhängigkeit von der Breite des Südrandes der Tonalitmasse zu zeigen scheint. Ebenso will ich die Frage, ob der Senkungsperiode eine Hebung vorausging, offen lassen. Nur möchte ich noch darauf hinweisen, daß die Dislokationen wohl nicht ihre Entstehung allein einer Hebung des aus krystallinen Schiefern bestehenden Kerns und einer damit verbundenen ruckweisen Emporzerrung des umliegenden Mantels verdanken können. Das zumeist vorhandene, allerdings recht steile Einfallen der Bruchflächen gegen N sowie die gelegentlich sich auf ihnen vollziehenden Überschiebungen gegen S sprechen vielmehr gegen eine solche Annahme und machen Senkungsvorgänge wahrscheinlicher.

Im ganzen ist das Resultat der Arbeit ein neuer Beweis für den Bruchgebirgscharakter der Südalpen gegenüber den großartigen Faltungsphänomenen des übrigen Alpengebirges.

Nachtrag: Beim Abschluß vorstehender Arbeit erschien im Centralblatt für Mineral. 1909, Nr. 5, S. 135 eine Notiz A. BALTZERS: „Bemerkungen und Korrekturen zum geologischen Kärtchen der Umgebungen des Iseosees und zu den Überschiebungen zwischen Camonica- und Chiesetal", auf die ich hier noch kurz eingehen möchte. Eine Gabelung des Zuges der Raibler Schichten findet nördlich von Zone nicht statt. In dieser Hinsicht haben meine Untersuchungen die Richtigkeit der früheren Angaben BALTZERS[1]) bestätigt. Zur Frage der Überschiebungen will ich nur kurz bemerken, daß ich schon im Jahre 1907 nicht allein für die Gegend nordöstlich von Pisogne, sondern eingehender noch für die Südseite der „camunischen Überschiebung" der Auffassung BALTZERS entgegengetreten bin. Jetzt „hält er das Überschiebungsprofil nur mit Vorbehalt und als eine hypothetische Konstruktion aufrecht". „Es ist möglich, daß . . . nur liegende Faltung am südlichen Rand anzunehmen ist." Aber auch diese Auffassung wird den wirklichen Verhältnissen in keiner Weise gerecht; meine Untersuchungen haben nicht die geringsten Tatsachen ergeben, die als Beweis für die Richtigkeit dieser neuen Annahme verwertet werden könnten.

---

21. Über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme.

Von Herrn F. Schucht.

Berlin, den 2. April 1909.

In der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft vom 3. Februar d. J.[1]) hat Herr Dammer eine Platte mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem Unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg vorgelegt und in seinem Vortrage die Ansicht ausgesprochen, daß man es hier mit zwei Wellensystemen zu tun habe, deren Herausbildung zeitlich auseinanderliegt. Die breiten langen Wellen sollen als die älteren und die schmalen kurzen als die jüngeren aufzufassen sein. Dieser Ansicht wurde bereits in der Diskussion, insbesondere seitens des Herrn Menzel, entgegengehalten, daß die Entstehung eines doppelten Wellensystems durch ein und dieselbe Welle erfolge, eine Ansicht, der ich mich auf Grund meiner Beobachtungen im Wattengebiet der Nordsee nur anschließen kann, und die ich hier durch eine sehr instruktive photographische Aufnahme stützen möchte.

Indem ich mir eine eingehende Beschreibung der in geologischer Beziehung bedeutsamen Erscheinungen im Wattengebiete für eine spätere Arbeit vorbehalte, möchte ich hier nur kurz bemerken, daß die Erscheinungen doppelter Wellenfurchensysteme auf den Watten häufig zu beobachten sind. Die Hauptwellenfurchen laufen bekanntlich dem Ufer in der Regel parallel. Denn die Wellen des Meeres sind in der Uferzone von der Windrichtung unabhängig, da sie beim Auflaufen auf die flache Küste in ihrer Geschwindigkeit stetig abnehmen und hierdurch eine allmähliche Änderung ihrer Richtung, eine Schwenkung, erfahren. Bei der Ausbildung der Wellenfurchen, ihrer Gestaltung und ihres Scheitelabstandes spielen die Höhenlage des Watts, die mechanische Zusammensetzung des Bodens sowie die Intensität des Flutstroms eine große Rolle; bald entstehen langgestreckte, fast ununterbrochene Wellenfurchen, bald mehr oder weniger wirre Formen. Doppelte Wellensysteme fand ich namentlich an solchen Stellen, wo sich das Watt zum Meere oder zu den Prielen flach abdacht. Die Herausbildung doppelter

[1]) Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 2, S. *66* f.

Furchen kann, wie ich mehrfach beobachtet habe, durch die Wellen einer Tide geschehen. Nachdem die Wellen die breiten langen, dem Ufer parallelen Furchen gebildet haben, fließen sie bei Ebbe in seitlicher Richtung ab und bilden nun in den kleinen Mulden, aus denen das Wasser nur langsam abfließt, nochmals



Doppelte Wellenfurchensysteme auf dem Watt der Insel Spiekeroog.

schmale kurze Furchen, die durch die herrschende Windrichtung und -intensität beeinflußt sind. Die sich kreuzenden Furchensysteme nebenstehender Aufnahme unterscheiden sich im wesentlichen durch nichts von den fossilen Furchen der Buntsandsteinplatte, die Herr DAMMER vorzeigte und in Nr 2 dieser Monatsberichte zur Abbildung bringt.

22. Über die Herkunft der Diamanten von Deutsch-Südwestafrika.

Von Herrn J. Kuntz.

Steglitz, den 13. April 1909.

In der Märzsitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft sprach Herr Dr. Lotz am Schlusse seines sehr interessanten Vortrages über das Diamantvorkommen in Südwestafrika die Ansicht aus, daß die in der Nähe der Lüderitzbucht gefundenen Diamanten aus dem Innern Südafrikas stammen, vom Oranjefluß nach dem Atlantischen Ozean transportiert und von den Wellen mit dem Dünensand an der Küste des Namalandes nördlich der Oranjemündung angeschwemmt sein könnten. Bei dem großen Interesse, welches gegenwärtig diese Frage erregt, möchte ich die schon damals in der Diskussion geäußerten Bedenken gegen diese Theorie schriftlich niederlegen.

Als für die Theorie sprechend wird angeführt:

1. Das Auftreten der Diamanten ausschließlich längs der Wanderdünen, die sich gegen die herrschende Windrichtung bis nahezu an die Küste südlich Lüderitzbucht verfolgen lassen,

2. das Vorkommen der Diamanten hauptsächlich in Gesellschaft von augenscheinlich aus Diabasmandelstein stammenden Achatgeröllen, die sämtlich gut abgerollt sind,

3. das Fehlen von Diabasmandelstein und Kimberlit in den betreffenden Gebieten, dagegen das Auftreten dieser Gesteine am oberen Oranje und dessen Nebenflüssen.

Zu 1. Das Auftreten der Diamanten längs des Dünenstreifens beweist, daß sie gleich dem Sande vom Winde fortbewegt worden sind. Dafür spricht auch die gleichmäßige Größe von etwa $^1/_3$ Karat der Steine, die eine natürliche Klassierung andeutet. Wo sich größere finden, wird man dem Ursprunge der Diamanten näher sein. Das Vorhandensein der Diamanten bis in der Nähe der Küste beweist zunächst nur, daß sich Kimberlitvorkommen in der Nähe der Küste oder vielleicht auch unter dem Meeresspiegel befinden mögen. Bei der leichten Verwitterbarkeit des Blaugrundes ist ein Auffinden der Eruptionskanäle oft schwer, wenn diese nicht durch muldenförmige Vertiefungen oder Kappen von Steppenkalk oder auch abweichende Färbung des Erdreiches an der Oberfläche angedeutet werden.

Zu 2. Am oberen Oranje und namentlich am Vaalfluß und überhaupt überall, wo sich Diamanten auf alluvialer Lagerstätte in Südafrika finden, sind Achate als Begleiter typisch, und es liegt deshalb auch in unserem Falle die Vermutung nahe, daß beider Herkunft dieselbe sei. Es ist indessen zu bedenken, daß beide Mineralien die härtesten Bestandteile gewisser Gesteine bilden, die bei der Verwitterung des Gesteines übrig blieben, aber durchaus nicht aus demselben Gestein oder von demselben Orte zu stammen brauchen. Es wäre z. B. auch denkbar, daß die abgerollten Achate zwar aus dem Oranje, die nicht abgerollten Diamanten aber aus größerer Nähe stammen.

Zu 3. Daß weder Kimberlit noch Diabasmandelstein bisher in dem Küstengebiet südlich der Lüderitzbucht gefunden wurde, liegt vielleicht daran, daß jene Gegenden wegen ihrer Wasserarmut noch zu wenig besucht worden sind.

Am meisten spricht gegen die Herkunft der Diamanten aus dem Innern der Umstand, daß sie keine Spur von Abrundung durch mechanische Einflüsse zeigen, wie von allen Geologen und Mineralogen bestätigt wird, die Gelegenheit hatten, die Steine zu untersuchen. Auf den alluvialen Diamantfeldern Südafrikas finden sich zahlreiche abgerollte Diamanten; wo sie nicht abgerollt sind, kommen sie entweder aus geringer Entfernung, oder sie liegen überhaupt auf eluvialer Lagerstätte. Wenn schon dort abgerollte Diamanten gefunden werden, wie viel mehr abgerollte müßten gefunden werden nach einem Transport von dort nach der Küste, über eine Entfernung von mehr als 1000 km (mit Berücksichtigung der Krümmungen) in einem felsigen Flußbett mit zahllosen Wasserfällen und Stromschnellen und nach Passieren der Meeresbrandung!

Wo der Diamant von einer eluvialen Lagerstätte aus nur vom Winde fortbewegt worden ist, kam er bloß mit kleineren, gleichgroßen oder nur wenig größeren Gesteinsfragmenten zusammen, von denen er infolge seiner Härte nicht abgeschliffen werden konnte, während z. B. Quarzpartikelchen von gleichharten oder härteren gleichgroßen Fragmenten abgeschliffen werden; wo der Diamant aber in einem Flußbett mit viel größeren Geröllen zusammen transportiert wird, können von den Krystallecken und -kanten infolge der Sprödigkeit sehr wohl Teile absplittern beim Zusammenprallen mit den größeren und schwereren Geröllen.

Schließlich sei auch noch darauf hingewiesen, daß im Falle des Herabtransportierens der Diamanten im Oranje auch in diesem Flußbett sich viele Diamanten finden müßten, namentlich an Stellen, wo Vertiefungen im felsigen Grunde eine

Konzentration von spezifisch schwereren Geröllen begünstigt. Bisher hat man indessen noch nichts von derartigen Funden gehört, und man kann hoffen, daß die Diamanten Südwestafrikas „nicht so weit her sind", und daß sie in ihrem Muttergestein noch einmal innerhalb der Grenzen der deutschen Kolonie gefunden werden.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich mich auch noch gegen den Ausdruck „Diamant- oder Blaugrundpfeifen" wenden, welchen man in letzter Zeit häufig gehört und gelesen hat. In Südafrika ist er wohl auch gebräuchlich, aber nur unter Laien und deutschen Prospektoren, die mit ihrer Muttersprache nicht immer auf gutem Fuße stehen. Der Ausdruck stammt bekanntlich von dem englischen „pipe", wie man in Südafrika die Eruptionskanäle des Kimberlits wegen ihrer röhrenförmigen Gestalt nennt. Mit „Pfeifen" aber haben diese Kimberlitröhren oder -schlöte oder -kanäle nichts zu tun. Pipe heißt auf deutsch Röhre, während Pfeife auf englisch whistle heißt. Der Ausdruck „Kimberlitpfeife" ist also weder sachlich passend noch sprachlich richtig und kaum geeignet, dem deutschen Sprachschatz einverleibt zu werden.

---

23. Bemerkungen zu den Stromatolithen KALKOWSKYS.

Von Herrn W. HAACK.

Hamburg, den 8. April 1909.

In meiner Arbeit „Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück"[1]) habe ich aus dem Serpulit der Umgegend von Hagen im Teutoburger Wald auffällige „Sinterkalke" kurz erwähnt, die auf den ersten Blick an Kalkalgen erinnern und sich mit den Serpelkalken dadurch verbunden zeigen, daß sie gelegentlich Knäuel von Serpeln umhüllen.

Ich verglich sie mit dem „landscape-marble" englischer Autoren, insbesondere solchem aus englischem Purbeck, sowie mit dem „Landschaftenkalk" von REIS aus den Kuseler

---

[1]) W. HAACK: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. S.-A. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt f. 1908, Berlin 1908, S. 501.

Schichten der bayrischen Rheinpfalz und verwies auf die am besten mit meinen Stücken übereinstimmenden Abbildungen der betreffenden Autoren.

Die Ausführungen KALKOWSKYs nun in seinem Aufsatze „Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein" im 60sten Bande dieser Zeitschrift, vor allem aber die der Arbeit beigegebenen Tafeln lassen es mir nicht zweifelhaft erscheinen, daß die aus dem Rogensteingebiet am Harze beschriebenen, von ihm Stromatolithe genannten dichten Kalke ebenfalls mit jenen „Sinterkalken" aus dem Serpulit eng verwandt sind, die man somit auch mit diesem Namen belegen mag, nach REIS[1]) „eine zutreffende und keineswegs überflüssige Bezeichnung".

Es würde hiermit in Norddeutschland ein zweiter Stromatolithenhorizont festgestellt sein, der vielleicht an Ausdehnung dem des Buntsandsteins nicht nachsteht. Gelegentliche Notizen nämlich in der u. a. auch den Serpulit betreffenden Literatur beziehen sich offenbar auf dieselben Gebilde[2]), und ein Stück einer angeschliffenen dichten Kalkknolle aus den gleichen Schichten von Wallensen in der Hilsmulde stimmt völlig mit denen von Hagen überein. Die Entfernung zwischen diesem Fundpunkt (Borgberg und Mittelberg) und Wallensen beträgt zwischen 115—120 km. Nach den Angaben KALKOWSKYs (a. a. O. § 91) über das Verbreitungsgebiet der Rogensteinstromatolithen würden die am weitesten auseinander liegenden Fundpunkte kaum 100 km voneinander entfernt sein. Freilich beschränken sich die bekannten Vorkommen von Serpulitstromatolithen bislang wohl auf einige wenige Punkte innerhalb des Verbreitungsbezirks. Es ist jedoch zu erwarten, daß sich deren Zahl vermehrt, wenn jenen besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird.

Wie nun die Rogensteinstromatolithen in enger Verbindung mit Oolithen stehen, was nach REIS (a. a. O. S. 115) überhaupt für die meisten hierher gehörigen Gebilde gilt, so scheint dies auch bei denen vom Borgberg der Fall zu sein. Es finden sich hier nämlich — die näheren Beziehungen zwischen beiden ließen sich mangels geeigneter Aufschlüsse nicht feststellen — ebenfalls Oolithe, durchweg grobkörnige, deren Ooide recht häufig eine von der Kugel abweichende Gestalt besitzen, z. T. ähnlich den von KALKOWSKY (a. a. O. § 39)

---

[1]) Referat zur Arbeit KALKOWSKYs. N. Jahrb. Min., Jahrg. 1908, II, S. 120.

[2]) HAACK: a. a. O. S. 501.

aus dem Rogenstein geschilderten, z. T. napfförmig. Schon ihr makroskopischer Anblick drängt dem Beobachter den Gedanken eines genetischen Zusammenhanges mit den „Sinterkalken“ auf.

Nimmt man nun an, daß nicht nur die schon genannten Kalke, sondern, wie Reis (a. a. O. S. 118) offenbar will, auch die Spongiostromiden Gürichs[1]), andrerseits auch gewisse Kalkknollen aus dem Tertiär des Mainzer Beckens den Stromatolithen an die Seite zu stellen sind; wenn man weiter berücksichtigt, daß Kalkowsky (a. a. O. § 96) die Vorführung solcher Dinge aus dem Devon des Urals wie auch aus dem Miocän der Auvergne ankündigt, so zeigt sich, daß sie auch eine sehr große zeitliche Verbreitung haben: vom Devon durch fast alle Formationen bis ins Miocän.

Diese Tatsache läßt den Schluß zu, daß auch heute noch im Meere sich solche Kalke bilden; im Meere, da doch mindestens ein großer Teil der betreffenden Schichten in dessen Bereiche seinen Ursprung hat. An solchen rezenten Kalken wäre wohl am besten zu entscheiden, ob sie, wie Kalkowsky annimmt, sich auf organische Bildner zurückführen lassen, oder ob sie, wie Reis im angeführten Referat von neuem betont, auf anorganischem Wege entstanden sind.

Der Vergleich, den Reis mit den thermalen Sinterbildungen des Karlsbader Sprudels anstellt, kann nicht ganz befriedigen, da erstens diese sich nicht im Meere bilden, und zweitens ihre geringe räumliche Ausdehnung zu sehr im Gegensatz zu derjenigen mancher Stromatolithe steht.

Wo nun im Meere diese zu suchen wären, dafür könnte vielleicht gerade der Serpulit einen Anhaltspunkt gewähren. Darf man nämlich mutatis mutandis die fossilen in brackischem Wasser abgelagerten Serpelkalke in Parallele setzen mit den heutigen *Serpula*-Schorfen der Bermudas und von Itaparica in der Bai von Bahia[2]), so könnten vielleicht dort gelegentlich zukünftiger Untersuchungen diese interessanten und immer noch rätselhaften Gebilde gefunden werden und so ein helleres Licht auf ihre Entstehungsweise fallen.

---

[1]) G. Gürich: Les Spongiostromides du Viséen de la province Namur. Mémoires du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique, Tome III, Brüssel 1906.

[2]) J. Walther: Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894, S. 674. Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908, S. 408.

24. Über die Entstehung der schleswigschen Förden.

Von Herrn W. Wolff.

Ahrensburg, den 20. April 1909.

Die Entstehungsgeschichte der schleswigschen Förden birgt ein Rätsel, das auch in andern Talbildungen der Ostseeumrandung dem Forscher entgegentritt. Die Förden und viele andere Täler sind radiale Schmelzwasserrinnen aus der letzten Eiszeit. Daran ist kein Zweifel. Aber ihr Talboden[1]) steigt nach der vormaligen Eisgrenze an; das ist das Merkwürdige. Wie ist das zu erklären?

Struck, der sich als letzter mit der Entstehung der schleswigschen Förden beschäftigt hat (Mitt. geogr. Gesellsch. Lübeck, 2. Reihe, H. 21, 1906) brachte den Nachweis, daß westlich der Endmoränen-Wasserscheide, die den Innenwinkel der Förden eng umschließt, alte, flache Schmelzwasserrinnen in der Richtung der Förden durch die großen Vorsand-Heiden laufen. Er meint, daß die Umkehrung des Gefälles nach Osten, die den Förden im Gegensatz zu jenen Entwässerungsrinnen eigen ist, erst in der Zeit der Litorinasenkung eingetreten sei. Das Land habe sich vom Mittelrücken aus nach beiden Meeren gesenkt, je ferner dem Mittelrücken, desto stärker.

Ein Beweis für diese Erklärung läßt sich aber nicht erbringen. Wir wissen nur, daß nach Lage der Alluvialbasis beide Küsten gleichermaßen gesunken sein dürften, und zwar um mehr als 20 m. Wir wissen ferner, daß diese Senkung nach Westen und Osten außerordentlich weit reichte und den Charakter einer großen, einheitlichen Krustenbewegung hatte, innerhalb welcher Teilbewegungen (Schollenverschiebungen) höchstens eine untergeordnete Rolle spielten. Daß sie ganz ausgeschlossen waren, kann man freilich auch nicht behaupten. Klose, Deecke u. a. nehmen sie für gewisse Gebietsteile entschieden in Anspruch. Für Schleswig-Holstein hat aber die Idee einer sattelförmigen Senkung, der die Landesmitte nur widerstrebend folgte, nicht allzuviel Wahrscheinlichkeit

[1]) Daß der Talboden der Förden gegenwärtig unter Meeresspiegel liegt, bildet keinen generellen Unterschied gegen andere gleichartig gebaute Täler. Es ist nur eine zufällige Folge der Litorinasenkung.

für sich, wenn man die sonstige souveräne Ausdehnung der Senkung ins Auge faßt. Die Achse des Landes ist keine erweisbare Sattellinie, sondern sie ist die Kammlinie der jungglazialen Anschüttungen. Man kann sie unbeschadet der Tektonik des Untergrundes nach Ost oder West verschoben denken.

Überdies ist das Ostgefälle der Förden nicht stark, auch durch spätere Sedimentation, Hakenbildungen u. dgl. vielfach verschleiert. Das wechselvolle Ein- und Ausströmen des Seewassers hat Manches umgestaltet. Auch müssen die beckenartigen Erweiterungen von vornherein außer Betracht gesetzt werden; es soll sich hier nur um die alten Grundrinnen der Fördetäler handeln.

Eine andere Erklärung scheint mir einfacher.

Betrachten wir den Innenwinkel der Schlei, einer typischen Förde. Einige Kilometer westlich und südlich des Schlei-Endes schließt die Endmoräne mit ihren Steinhügeln den Gesichtskreis; zu ihr streben von der Schlei aus mehrere sich trichterförmig verjüngende Täler empor, die immerhin so stattlich und zum Teil so kräftig ins Gelände eingenagt sind, daß man sie keineswegs für postglaziale Regenrinnen halten kann. Sie sind Täler aus der Schmelzperiode.

In der spätglazialen Zeit war die Höhenlage des Landes zum Meere nach allem, was wir wissen, erheblich größer als jetzt. Es steht aber nichts der Annahme entgegen, daß die Neigung der eisfreien Landesteile dieselbe war wie gegenwärtig. Solange nun das Eis über die jetzige Wasserscheide hinaus nach Westen reichte, konnten sowohl die starken oberflächlichen Tauwasser, die mit Unmassen von Sand und Geröll beladen waren, wie auch das subglaziale Wasser der Randzone sich nach Westen über die Heideebene ergießen.

Inzwischen war aber im Rücken dieses Gebietes ein Umschwung im Verhalten des Inlandeises erfolgt. Vom skandinavischen Schilde herabfließend, hatte das Eis das Ostseebecken durch Erosion mehr und mehr vertieft. Die ungeheuren Mengen erratischer Ostseegesteine auf den norddeutschen Feldern, die Flintsteine, die zu Kalkschlamm zerriebenen Kreide- und Silurkalkmassen, die mehr als $^1/_{10}$ mancher Grundmoränen ausmachen, führen uns das gewaltige Maß dieser Erosionsarbeit vor Augen. Schließlich, vielleicht durch Abnahme der Schneenahrung und Zunahme des Schmelzverlustes geschwächt, vermochte das Eis den südlichen und westlichen Beckenrand nicht mehr zu überschwellen. Es verbreitete sich zwangläufig im selbst ausgehöhlten Lager und wurde zum baltischen Eisstrom,

der seine äußerste Spitze sogar nach Nordwesten und Norden wandte. Die Richtung der Schrammen auf dem Felsuntergrund der dänischen Inseln beweist das.

Der Weg des baltischen Gletschers[1]) zeigt uns, daß nach Norden hin ein Gefälle vorhanden war. Die schleswigsche Hauptendmoräne ist die Randmoräne dieses mächtigen Lokalgletschers. In seinem übertieften Bett mußte sich ein System von Bodenströmen entwickeln, das seinen Ausgang unmöglich mehr nach Westen über die Endmoräne hinweg, sondern von ihrem Rücken aus zunächst nach Osten und schließlich nach Norden nahm. Immer geringer wurden die Schmelzwassermengen, die von der westlichen Abdachung des Eises herab noch durch Lücken der Moräne zur Nordsee oder, wie der Schleswiger sagt, Westsee gelangten, immer größer aber die nach Osten in die Tiefe strömenden. Es mag nun dahingestellt bleiben, ob die schleswigschen Förden, z. B. die Schlei, teilweise und zeitweise die Rinnen von subglazial nach Westen ausgepreßten Strömen gewesen sein können. Je mehr aber der baltische Eisstrom sich lokalisierte, je gleichmäßiger und träger seine Bewegung wurde, um so sicherer und gesetzmäßiger gestaltete sich die große subglaziale Entwässerung nach Norden. Die Förden wurden ihr schließlich tributär. Als die Eisreste hinter der Schleswiger Endmoräne zusammenschmolzen, da mögen die zur Schleispalte oder zum Schleikanal zurückströmenden Taugewässer jene trichterförmigen Talungen ausgehöhlt haben, von denen oben die Rede war.

Noch eine andere Erscheinung wird in diesem Zusammenhang verständlicher. Hinter der Endmoräne liegt in der Umgebung der Schlei, der Flensburger Förde usw. ein ungewöhnlich toniger, oft kaum von Ton unterscheidbarer oder gar in Bänderton übergehender Geschiebemergel. Er wird in zahlreichen Ziegeleien zu Gute gemacht. Dieser tonige Geschiebemergel ist die Grundmoräne des baltischen Gletschers. Er deutet auf eine Stagnation in der Entwässerung hin, die eben dadurch hervorgerufen war, daß die Wasser nicht mehr nach Westen herausfließen konnten, und daß die Anbahnung der Entwässerung zur Ostsee langsam vorging. Die subglazialen

---

[1]) Die Begrenzung dieses Gletschers denke ich mir nicht im Sinne der älteren Darstellung von DE GEER, sondern im Wesentlichen wie USSING und WAHNSCHAFFE. Für die im Folgenden behandelte Entwicklungsphase dürfte die Nordwestgrenze, HARDERS lichtvollen Untersuchungen gemäß, um die Förden von Veile und Horsens und die Kalö-Bucht in Ostjütland zu ziehen sein und von der Grenaa-Halbinsel aus gegen Anholt fortgesetzt gedacht werden.

Wasser stauten sich, der ganze Schlamm des zusammensinkenden Eises blieb vorerst an Ort und Stelle. Wahrscheinlich ist das Gefälle nach Osten nicht stark gewesen. Im nördlichsten Jütland lagerten sich um diese Zeit Yoldientone in der See vor dem Eise ab. Zwischen Nord-Jütland und Schweden dürfte also der Ausgang der ganzen subglazialen baltischen Entwässerung zu suchen sein. Von Schleswig bis dorthin ist ein langer Weg; rechnen wir bis zum Beginn der 50 m tiefen Rinne im Kattegatt nördlich von Anholt, so bekommen wir ein Gefälle von nur 1 : 6000. Da ist es erklärlich, daß die Grundmoränen im Bereich des dorthin gerichteten Entwässerungssystems so tonig sind. Der Ton konnte trotz seiner langen Wanderung und tausendfältigen Umlagerung in den unteren Eisschichten von den trägen Fluten nur zum kleinen Teil entführt werden. Vielleicht haben wir in den nordwärts gerichteten unterseeischen Tälern, z. B. dem Alsensund, dem kleinen Belt, Langelandbelt und großen Belt, alte Entwässerungskanäle des baltischen Gletschers zu erblicken. Die flußartigen schleswigschen Förden aber, z. B. die Schlei und die Haderslebener Förde, waren schon zu Ende der Glazialzeit ostwärts gerichtete Zubringer dieser Bodenströme. Die Richtung ihres Gefälles ist keine Folge der Litorinasenkung.

Neueingänge der Bibliothek.

Behlen, Heinrich: Die Nassauischen Roteisensteine. Wiesbaden 1909.

Blanckenhorn, Max: Über die letzten Erdbeben in Palästina und die Erforschung etwaiger künftiger mit Nachtrag und Fragebogen über Erdbebenbeobachtungen. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.

— Studien über das Klima des Jordantals. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.

— Eine seismologische Station in Palästina. S.-A. aus: Zeitschrift des deutschen Palästina-Vereins, XXVIII, 1905.

Borrmann, R.: Die Bauschule von Berlin. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät bei der Kgl. Technischen Hochschule zu Berlin am 26. Januar 1909. Berlin 1909.

Fenten, Joseph: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. S.-A. aus: Verhandl. d. Naturh. Vereins d. Pr. Rheinl. und Westfalens, Jahrg. **65**, 1908. Bonn 1908.

Häberle, Daniel: Geologie und Geographie der Mittel- und Nordhart und ihres Vorlandes. S.-A. aus: Julius Schmitt: „Der Wonnegau der Pfalz und sein angrenzendes Waldgebiet."

Kalecsinsky, Alexander v.: Über die Temperaturverhältnisse des artesischen Brunnenwassers der Margitinsel in Budapest. S.-A. aus: Földtani Közlöny **38**, 1908. Budapest 1908.

Nathorst, A. G., Hulth, J. M., De Geer, G.: Swedish Explorations in Spitzbergen. 1758—1908. Stockholm 1908.

Petrascheck, W.: Die Steinkohlenfelder am Donau-Weichsel-Kanal. S.-A. aus: Mitteilungen des Zentralvereins für Fluß- und Kanalschiffahrt in Österreich, Nr 68, 1908. Wien 1908.

— Das Vorkommen von Erdgasen in der Umgebung des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908, Nr **14**. Wien 1908.

— Geologisches über die Radioaktivität der Quellen, insbesondere derer von St. Joachimstal. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908, Nr 16. Wien 1908.

— Die Oberflächen und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **58**, H. 4, 1908. Wien 1908.

Schuster, Julius: Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. S.-A. aus: Geognostische Jahreshefte XX, 1907. München 1907.

Stahl, A. F.: Geologische Beobachtungen im nordwestlichen Persien. S.-A. aus: Petermanns Geogr. Mitt. 1909, H. **1**. Gotha 1909.

Vadasz, Elemér: Die Unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagyküküllö. S.-A. aus: Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ungarischen geol. Anst. XVI, H. 5. Budapest.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 5. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 5. Mai 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr CARL KEYSSER, Bergbaubeflissener, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, MONKE und HAARMANN;

Herr FRITZ GLÖCKNER, cand. rer. nat., Berlin NW 6, Philippstraße 23 I, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, P. G. KRAUSE und ZIMMERMANN;

Herr HANS CLOOS, stud. phil., Freiburg i. Br., Dreisamstraße 15, vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DEECKE;

Herr WOLFGANG SÖRGEL, cand. geol., Weimar, Jenaer Straße 5, zurzeit Geologisches Institut Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DENINGER;

Herr SERGE VON BUBNOFF, cand. geol., Freiburg i. Br., Maximilianstraße 5, vorgeschlagen von den Herren GROSCH, WEPFER und DENINGER;

Die Königliche und Universitäts-Bibliothek zu Königsberg i. Pr., vorgeschlagen von den Herren O. EBERDT, P. G. KRAUSE und RAUFF;

Die Bibliothek der Königl. Technischen Hochschule zu Berlin, vorgeschlagen von den Herren P. G. KRAUSE, BEYSCHLAG und RAUFF.

In Anbetracht der Reichhaltigkeit des Programms konnten die eingegangenen Druckschriften nur vorgelegt werden.

Hierauf erteilt der Vorsitzende Herrn R. LACHMANN das Wort zu seinem vorläufigen Bericht über Vulkanstudien 1908 und darauf Herrn M. BLANCKENHORN zu seinem Vortrag: Geologie von Palästina.

Herr G. LINCK sprach dann **über die Entstehung der Dolomite.**

Es würde wohl kaum in den Rahmen meines Vortrages passen, auch in Ihrem Kreise nicht wohl angebracht sein, wenn ich Ihnen zunächst eine Übersicht über das Vorkommen des Dolomits oder der Dolomite geben wollte. Sie sind in der Natur so weitverbreitet und kommen als Mineral und Gestein so außerordentlich häufig vor, daß die Zeit nicht ausreichen würde, auch nur die Hauptvorkommnisse zu besprechen. Nur auf einige für die Beurteilung des mit so viel Eifer und so wenig Erfolg experimentell bearbeiteten Problems wichtige Momente, sei es mir erlaubt, aufmerksam zu machen.

1. Dolomit kommt in den heutigen Meeren vor und bildet sich dort noch heute in geringer Tiefe.
2. Er tritt bald nester-, bald zonenweise auf, bald in kleineren, bald in größeren zusammenhängenden Massen.
3. Bald ist es ein Normaldolomit, öfter ein mehr oder weniger dolomitischer Kalkstein.
4. Nicht alle Dolomite weisen in ihrem Vorkommen auf eine unmittelbare Entstehung aus dem Meere, sondern manche auch auf Diagenese.
5. Manche Dolomite sind zweifellos durch Kontakt- oder Dynamometamorphose verändert.
6. Vielfach erscheinen die Dolomite in der Nähe oder in der Begleitung von Salzlagern.
7. Die rezenten oder subrezenten Dolomite treten nur in sehr organismenreichen Meeren auf.
8. Auch die fossilen Dolomite sind, abgesehen von den metamorphisch veränderten Gesteinen, vielfach organismenreich oder reich an Bitumen.

Diese 8 Sätze umschreiben, so will es mir scheinen, das Wichtigste, was über das Vorkommen und die Paragenesis der Dolomitgesteine in geologischer Hinsicht zu sagen ist. Über den Dolomit als Mineral will ich zunächst nichts vorbringen, denn was ich sonst noch auszuführen habe, wird auf ihn leicht sinngemäße Anwendung finden können.

Die bis heute völlig ungelöste Frage ist nun die nach der Bildung dieses so wichtigen Gesteins bzw. seines integrierenden Bestandteils. Viele und vortreffliche Forscher haben mit Fleiß an der Lösung des Problems gearbeitet, aber, wie ich doch nicht ohne ein gewisses Vergnügen konstatieren kann, mit weniger Glück als ich selbst.

Viele Wege sind eingeschlagen worden: erhöhter Druck und erhöhte Temperatur, beides zugleich oder keins von beiden. Doch das Resultat ist nie so gewesen, daß man hätte sagen können, das Problem sei auch nur annähernd gelöst.

Es mag nun eine knappe Übersicht über die bisherigen experimentellen Untersuchungen gegeben werden[1]). Ich beginne mit den Versuchen bei erhöhter Temperatur und erhöhtem Druck. Da hat A. v. MORLOT durch längeres Erhitzen einer Mischung von Kalkspatpulver mit Bittersalz in zugeschmolzener Röhre bei 250° in geringer Menge etwas erhalten, was vielleicht Dolomit war. Ähnlich erging es zwei Jahre später MARIGNAC, der ein Gemenge von Kalkspat und Magnesiumchlorid mit Wasser auf 200° erhitzte und daraus einen in Wasser unlöslichen Rückstand erhielt, über dessen Beziehungen zum Dolomit aber nichts auszusagen ist. DUROCHER ließ Dämpfe von Magnesiumchlorid in der Glühhitze auf Kalkstein einwirken und erhielt ein Produkt, das bei der Analyse Magnesiumcalciumcarbonat ergab. STERRY HUNT erhitzte eine Mischung von Magnesia alba mit Calciumcarbonat und Natriumbicarbonat in Wasser 10 Wochen lang auf 120° bis 130° und erhielt einen Rückstand mit 46,3 Proz. $CaCO_3$ und 53 Proz. $MgCO_3$. Andere Versuche desselben Forschers wurden mit dem bekannten krystallwasserhaltigen Magnesiumcalciumcarbonat bei 180° angestellt und sollen teilweise dolomitähnliche Produkte ergeben haben. Auch seine zahlreichen anderen Versuche hatten kein besseres Resultat. Glücklicher war HOPPE-SEYLER, der geringe Mengen Dolomit erhielt, wenn er mit Kohlensäure gesättigte Magnesiumbicarbonatlösung im geschlossenen Rohr bei 250° auf kohlensauren Kalk einwirken ließ, oder wenn er in derselben Weise mit Kohlensäure gesättigtes Seewasser und darin gelöstes Calciumbicarbonat mit überschüssigem Calciumcarbonat erhitzte. Ebenso gelang ihm ein Versuch, bei dem er das Wasser der Pyrmonter Stahlquelle oder auch eine wässerige Mischung von Bittersalzlösung mit Calciumcarbonat entsprechend hoher Temperatur aussetzte. Alle diese Versuche

[1]) Ich verzichte hier auf Literaturangaben und werde dies später in einer umfangreicheren Arbeit nachholen.

wurden, wie schon erwähnt, bei wesentlich erhöhtem Druck und wesentlich erhöhter Temperatur ausgeführt. Zu einigermaßen sicherem Erfolg haben nur HOPPE-SEYLERS Experimente geführt. Keines von allen aber entspricht den natürlichen Bedingungen im allgemeinen, wenn auch in einzelnen Fällen die Anwendungsmöglichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen ist.

Eine andere Reihe von Versuchen ist bei Normaldruck, aber erhöhter Temperatur angestellt worden. Den Anfang damit machte im Jahre 1840 FORCHHAMMER, der eine Calciumcarbonatlösung in kochendes Seewasser einleitete und dabei einen nicht genau definierten Niederschlag mit 10—12 Proz. $MgCO_3$ erhielt. Auch bei der Zuführung von kohlensaurem Natron-Kalkwasser zu Seewasser bei Temperaturen bis zu 100° erlangte er ein ähnliches Resultat, indem sich Niederschläge bildeten, die bis zu 28 Proz. $MgCO_3$ enthielten. Ähnliches erreichte er, wenn er natürliche Mineralwässer (Pyrmont, Wildungen, Selters) in gleicher Weise mit Seewasser reagieren ließ. SAINTE CLAIRE DEVILLE erhitzte Kreidestücke, die mit Chlormagnesium getränkt waren, auf 125°, wusch aus, tränkte noch einmal, erhitzte und wiederholte diesen Prozeß öfter; dann erhielt er ein magnesiumreiches Produkt, dessen Beziehung zum Dolomit aber nicht festzustellen war. LÉON BOURGEOIS und HERMANN TRAUBE erhitzten eine Lösung von Chloriden des Calciums und Magnesiums mit der äquivalenten Menge cyansauren Kaliums und erhielten bei 130° neben Aragonit Rhomboeder, in denen sich Magnesiumcarbonat zu Calciumcarbonat wie 6 zu 5 verhielt. C. KLEMENT erwärmte fein gepulverten Aragonit mit einer dem Meerwasser entsprechenden Lösung und erhielt je nach der Dauer der Versuche und je nach der Höhe der angewandten Temperatur nicht genau zu bestimmende Produkte mit einem bis zu 41,5 Proz. steigenden Magnesiumcarbonatgehalt, von denen aber KLEMENT selbst nicht glaubt, daß sie mit dem Dolomit identisch seien. Auch die in diesen Versuchsreihen angewendeten Bedingungen lassen sich, abgesehen von der Unsicherheit der Resultate, nicht allgemein auf die Natur übertragen.

Nur gesteigerten Druck ohne Erhöhung der Temperatur wandte PFAFF an. Er will unter Verwendung von Sulfaten des Magnesiums und Calciums mit Natriumcarbonat und Kochsalz einige Male Spuren von Dolomit erhalten haben, und ebenso war es, wenn er zu jenen Lösungen noch Calciumcarbonat zusetzte. Besser schienen die Resultate, wenn er Calciumcarbonat mit einer Magnesiumsulfat-Kochsalzlösung bei ca. 100

Atmosphären Druck behandelte. Es entstanden dabei Bodenkörper, die bis zu 46 Proz. Magnesiumcarbonat enthielten, aber nicht sicher mit Dolomit identifiziert werden konnten. Auch diese Versuche entsprechen, abgesehen von den unsicheren Erfolgen, nicht den natürlichen Verhältnissen.

Gewöhnliche Temperatur und normaler Druck wurden zuerst von SCHEERER im Jahre 1866 zur Anwendung gebracht. Er mischte Lösungen von Magnesium- und Calciumbicarbonat und erhielt daraus Dolomit neben Calcit. Wenn er ferner Kreide mit Magnesiumbicarbonat und Kohlensäure behandelte, so fand sich nach einiger Zeit fast die ganze Magnesia in dem Bodenkörper; aber es konnte nicht nachgewiesen werden in welcher Form. Zahlreich sind die Versuche, welche PFAFF angestellt hat. Sie sind fast alle unter Verwendung von Schwefelwasserstoff beziehungsweise Schwefelammon und bei einer Temperatur bis ca. 60° durchgeführt. Es ergab das Eindampfen einer Lösung von Magnesia alba in Schwefelammon mit in Schwefelwasserstoff gelöstem kohlensauren Kalk bei Gegenwart von Kochsalz und Kohlensäure bei etwa 50—60° Rhomboeder mit einem Gehalt von 86 Proz. Magnesiumcarbonat. Ein anderer Versuch, dem vorigen analog, aber unter Verwendung von Schwefelwasserstoff statt des Schwefelammons, ergab ein nicht genau definiertes Produkt mit 80 Proz. Magnesiumcarbonat. Ein Versuch gleich dem ersten, aber bei etwas niedrigerer Temperatur eingedampft, hatte den Erfolg, daß im Bodenkörper ca. 67 Proz. Magnesiacarbonat war, und wenn man bei Zimmertemperatur eindampfte, waren in dem ebenfalls nicht genau definierten Bodenkörper 45,5 Proz. Magnesiumcarbonat und 54,5 Proz. Calciumcarbonat enthalten. Auch diese Versuche haben eine lebhafte Kritik erfahren, und ihre Anwendung auf die natürlichen Vorkommnisse hat sich nicht als tunlich erwiesen.

Erwähnenswert sind noch zwei Beobachtungen über zufällige Entstehungsweise von Dolomit in natürlichen Mineralwässern. Die erste derselben stammt aus dem Jahre 1863 und rührt von MOITESSIER her, welcher beobachtete, daß in einer Flasche mit dem die Bicarbonate enthaltenden Wasser von Lamalou sich Rhomboeder von Dolomit gebildet hatten. Die andere Beobachtung machte im Jahre 1866 TERREL, der in den geschlossenen Röhren, in denen das Thermalwasser von Lartet in der Umgegend des Toten Meeres nach Paris verschickt wurde, ebenfalls Rhomboeder von Dolomit vorfand. Leider wurde in diesen beiden Fällen nicht untersucht, in welchem Verhältnis der Bodenkörper zur Lösung stand, so daß

diese Beobachtungen für die Erklärung der Entstehung des Dolomits nichts aussagen.

Dieser naturgemäß gedrungene Überblick über die Experimente zur Erklärung der Entstehung der Dolomite wird Ihnen nun ein skizzenhaftes Bild der zahlreichen Bemühungen, der Schwierigkeit des Problems und der prinzipiellen Erfolglosigkeit jener Experimente gegeben haben. Ich müßte nun eigentlich einen gleichen Überblick geben über die hypothetischen Anschauungen, welche im Laufe der Jahrzehnte seit LEOPOLD v. BUCH bis auf unsere Tage aufgestellt worden sind. Das will ich aber im Interesse der Kürze unterlassen, denn was ich auszuführen habe und meines Erachtens einer prinzipiellen Lösung der Frage gleichkommt, werden Sie selbst leicht mit den Ihnen bekannten Hypothesen vergleichen und dann deren Übereinstimmung mit den Tatsachen ermessen können. Ich selbst behalte mir einen solchen Vergleich für eine spätere ausführliche Publikation vor. Nur das eine will ich bemerken, daß ich mich in dieser Hinsicht im wesentlichen in Übereinstimmung befinde mit den neuesten und besten Anschauungen, wie sie von PHILIPPI ausgesprochen oder von JUDD bei den Untersuchungen von Funafuti gewonnen worden sind.

Bevor wir in die Betrachtung meiner Experimente eintreten, noch eine kleine Abschweifung zu machen, ist im Interesse des Verständnisses der folgenden Ausführungen dringend erforderlich. Sie betrifft die verschiedenen Modifikationen des kohlensauren Kalkes. Man kennt schon lange den Aragonit mit dem spez. Gew. 2,95 und den Kalkspat mit dem spez. Gew. 2,72, von deren Eigenschaften ich nur die hervorheben will, daß der Kalkspat die stabile, der Aragonit die metastabile Modifikation ist. Außer diesen beiden Modifikationen kennt man aber noch zwei andere, von denen die eine krystallisiert ist. Es ist VATERs Verdienst, zuerst auf sie aufmerksam gemacht zu haben, und ziemlich sicher festgelegt erscheint sie durch die neuesten, schönen Versuche von BÜTSCHLI. Diese Modifikation ist viel weniger stark doppelbrechend als Aragonit und Kalkspat, hat ein spez. Gew. von etwa 2,6 und wandelt sich schon bei gewöhnlicher Temperatur sehr leicht in Kalkspat um. Es ist also die instabilste Modifikation des kohlensauren Kalkes. Alle drei Modifikationen können in Sphärolithen auftreten, aber die von Calcit sind optisch negativ, die von Aragonit im ganzen positiv (nach BÜTSCHLI aus negativen und positiven Zonen gebaut), die von VATERs III. Modifikation positiv. Die beiden letzteren geben die MEIGENsche Reaktion. Außer diesen krystallisierten Modifikationen gibt es

noch, wie ebenfalls von BÜTSCHLI sicher nachgewiesen ist, eine „amorphe", ich möchte lieber sagen gallertige, eine isotrope Phase, die aber nicht leicht herzustellen und sehr wenig haltbar ist. Ihr spez. Gew. dürfte etwa 2,2—2,4 betragen. Sie ist in Wasser am leichtesten löslich, bzw. sie wandelt sich darin in Calcit um.

Nun nach diesen Erörterungen können wir dazu übergehen, die Ideen zu verfolgen, von denen ich bei meinen Versuchen ausging. Vor Jahren habe ich mich mit der Entstehung der Oolithe und Rogensteine befaßt, ihnen damals anorganogenen Ursprung zugeschrieben, und angenommen, sie seien alle als Aragonit abgeschieden. Ich halte heute noch und mehr wie je an dieser Ansicht fest trotz der Arbeit KALKOWSKYs, denn ich werde in einer im Druck befindlichen Arbeit[1]) zeigen, daß alle jene strukturellen Eigentümlichkeiten, welche KALKOWSKY als Beweis für die organogene Natur der Rogensteine anführt, auch am Karlsbader Sprudel- und Erbsenstein vorkommen, und damit ist KALKOWSKY aller Beweismittel beraubt. Nur eines muß ich vielleicht nach weiteren, im Gange befindlichen Untersuchungen abändern, das ist die Angabe, es sei Aragonit gewesen. Vielleicht war es VATERs III. Modifikation. Also damals bei jenen Untersuchungen bin ich davon ausgegangen, daß die Ursache jener Bildungen in den Produkten tierischen oder pflanzlichen Faulschlamms, in dem kohlensauren Ammon oder kohlensauren Natron liege. Bald danach kam ich zu der Überzeugung, daß auch der Dolomitbildung keine andere Ursache zugrunde liegen könne, und seit der Zeit, seit mehreren Jahren, bin ich mit durch Mutlosigkeit begründeten Unterbrechungen mit der Lösung des Problems beschäftigt. Erst die letzten Monate haben zum Ziel geführt. Daß ich's nur gleich sage, ich glaube, die Sache ist prinzipiell gelöst: Der Dolomit ist das Produkt der Bildung eines chemischen Gleichgewichts.

Die ausschlaggebenden Versuche sind folgende:

1. Man löst 1 Molekül (2,4 g) $MgCl_2$ und 1 Molekül $MgSO_4$ in 50 ccm Wasser und vermischt diese Lösung mit einer anderen, welche $1\frac{1}{2}$ Moleküle Ammoniumsesquicarbonat in ca. 150 ccm Wasser enthält. Die Mischung bleibt klar. Hierauf setzt man eine Lösung von 1 Molekül $CaCl_2$ in ca. 100 ccm Wasser zu und schüttelt um.

[1]) Inzwischen erschienen in der Jenaischen Zeitschr. f. Naturwissenschaft **45**, 1909, 267 ff.

Es entweicht hierbei ein Teil freier Kohlensäure, während ein dicker, gallertartiger Niederschlag entsteht. Erwärmt man nun die Flüssigkeit auf etwa 30° C, so beginnt er schon mit erheblicher Schnelligkeit krystallinisch zu werden. Bei Temperaturen von 50 bis 60° wird die Schnelligkeit der Umwandlung schon beinahe unendlich groß. Filtriert man nun ab und betrachtet den Niederschlag unter dem Mikroskop, dann erkennt man seine Einheitlichkeit. Er besteht ausschließlich aus runden oder ovalen Sphärolithen, die oft zwillingsartig verwachsen sind, und aus hantelartigen Körperchen, die unvollkommen ausgebildete Sphärolithe darstellen. Die Doppelbrechung der nur etwa 5 bis 6 tausendstel Millimeter großen Sphärolithe ist nur schwach, und zwar positiv. Ihr spez. Gew. ist ca. 2,6 bis 2,7. Trocknen bei 110° bringt in dem Niederschlag keinerlei Veränderung hervor. Die Ausbeute entspricht 1 Mol. kohlensaurem Kalk und 1 Mol. kohlensaurer Magnesia, innerhalb der durch die Unreinheit der Ausgangsmaterialien bedingten Fehlergrenzen. Die Analyse ergab fast genau die Zusammensetzung des Dolomits.

2. Diese Reaktion verläuft in gleicher Weise, wenn man nur 2 Mol. $MgCl_2$ oder nur 2 Mol. $MgSO_4$ verwendet.
3. Verändert man in den Versuchen das Mengenverhältnis von Kalksalz zu Magnesiumsalzen, so tritt mit der Vermehrung des ersteren eine Verminderung des Magnesiumgehaltes, mit der Vermehrung der Magnesiumsalze eine Vermehrung des Magnesiumgehaltes im Niederschlag ein. In gleicher Weise wirkt aber auch eine Veränderung im Zusatz des Ammoniumcarbonats; setzt man zu wenig zu, dann vermindert sich der Gehalt an Magnesiumcarbonat im Niederschlag.
4. Gibt man bei dem erstgenannten Versuch außer den erwähnten Bestandteilen noch Kochsalz zu, etwa im Verhältnis, wie es neben den Magnesiumsalzen im Meerwasser vorhanden ist, dann vermindert sich der Magnesiumcarbonatgehalt des Niederschlags auf ca. 12 Proz.
5. Setzt man aber der Kochsalzlösung zuvor wieder 1 Mol. kohlensaures Natron zu, dann erhöht sich der Magnesiumcarbonatgehalt des Niederschlags wieder auf 49 Proz. oder das Molekularverhältnis Magnesium- zu Calciumcarbonat wird 5 : 4.

Ich habe noch eine sehr große Anzahl anderer Versuche ausgeführt, in anderer Weise und mit anderen Mengenverhältnissen, und immer einheitliche Niederschläge von gleichem Charakter mit wechselndem Mengenverhältnis zwischen den Carbonaten des Calciums und Magnesiums erhalten. Kalk bleibt nirgends in Lösung. Daraus geht zunächst hervor, daß ein wasserfreies Mischsalz von Calcium- und Magnesiumcarbonat existiert, das aber nicht mit dem Dolomit zu identifizieren ist, für dessen Bildung jedoch im Meere alle Bedingungen gegeben sind.

Vom physikalisch-chemischen Standpunkt[1]) aus scheint nun die Sache so zu liegen, daß sich ein gewisses Gleichgewicht bildet zwischen Lösung und Bodenkörper, d. h. daß eine gewisse Menge des Magnesiumcarbonats unter allen Umständen in der Lösung bleibt und sich nur die überschießende Menge als Mischsalz mit dem Calciumcarbonat vereinigt. Vor dem Hinzutreten des Calciumsalzes hat sich in der Lösung ein Gleichgewicht gebildet, das man bei Verwendung von nur Magnesiumchlorid etwa so ausdrücken könnte:

$$MgCl_2 + (NH_4)_2CO_3 \rightleftarrows 2\,NH_4Cl + MgCO_3,$$

und dann wäre nach dem Massenwirkungsgesetz der Quotient

$$1. \quad \frac{C_{MgCl_2} \cdot C_{(NH_4)_2CO_3}}{C^2_{NH_4Cl} \cdot C_{MgCO_3}} = \text{konstant (K)}$$

Nun sind aber $MgCl_2$ und $MgCO_3$ dissoziiert, und dementsprechend besteht das Gleichgewicht

$$2. \quad \frac{C_{Mg} \cdot C^2_{Cl}}{C_{MgCl_2}} = K' \quad \text{und} \quad 3. \quad \frac{C_{Mg} \cdot C_{CO_3}}{C_{MgCO_3}} = K''.$$

Nach Zusatz des Calciumchlorids erhält man ein Gleichgewicht zwischen den Ionen des Calciums, Magnesiums, Dolomits und undissoziiertem Magnesiumcarbonat. An undissoziiertem Calciumcarbonat und Dolomit ist die Lösung gesättigt. Es wird also

$$4. \quad K = \frac{C_{Mg} \cdot C_{Ca}}{C_{MgCO_3} \cdot C_{MgCa}}.$$

Setzt man zu der Ausgangslösung größere Mengen Natriumchlorid, so wird die Konzentration des Chlorions in der Lösung stark erhöht, und es muß daher, damit die Beziehung

---

[1]) Die Anregung hierzu habe ich durch die Besprechung mit meinem Kollegen Dr. Marc erhalten.

der Gleichung 2 erhalten bleibt, die Dissoziation des Magnesiumchlorids zurückgedrängt werden. Es verschwindet Mg-Ion aus der Lösung. Ist dies der Fall, dann muß aber, damit die Beziehung der Gleichung 4 gewahrt bleibt, das Magnesiumcalciumcarbonat zerfallen und Magnesium in Lösung gehen.

Setzt man nun der eben besprochenen kochsalzhaltigen Lösung Natriumcarbonat zu, so wird nach Gleichung 3 die Konzentration der CO_3-Ionen stark erhöht, und es wird daher undissoziiertes $MgCO_3$ gebildet, das dann, da die Lösung an $MgCO_3$ schon ziemlich gesättigt ist, in festem Zustand abgeschieden wird.

Nach dieser mehr theoretischen Abschweifung kehren wir zu unserem Niederschlag zurück, der zweifellos ein wasserfreies Mischsalz von Magnesium- und Calciumcarbonat darstellt, aber ebenso zweifellos kein Dolomit ist. Es erwächst nun die Frage, welcher Modifikation des kohlensauren Kalkes entspricht er? Aus seinem spezifischen Gewicht ergibt sich zur Evidenz, daß nur die VATERsche III. Modifikation in Frage kommen kann. Während nun aber das entsprechende reine Kalksalz sich sehr leicht in Kalkspat umwandelt, schon im reinen Wasser bei gewöhnlicher Temperatur, scheint das Magnesium-Calcium-Mischsalz viel stabiler zu sein. Wohl habe ich nach längerem Erwärmen auf 130° beobachtet, daß ein Teil der Sphärolithe stärker doppelbrechend und optisch negativ wird, aber das Erhitzen in reinem Wasser führt zur Zersetzung des Salzes sowohl bei normalem als bei erhöhtem Druck. Vielleicht führt das Erhitzen in der ursprünglichen Lösung zum Resultat. Ich habe diesen Versuch noch nicht ausführen können. Jedenfalls entspricht das Verhalten gegenüber reinem Wasser durchaus den obigen theoretischen Auseinandersetzungen über Gleichgewichte.

5. Ich habe nun aber den ersten der oben angeführten Versuche unter etwas anderen Bedingungen wiederholt mit dem gleichen Resultate ausgeführt. Dieses Resultat bestätigt meine Vermutung und klärt alles oder fast alles, was noch fehlt, mit einem Schlage auf.

Bringt man nämlich die oben zuerst (1) genannte Lösung nach dem Zusatz des Kalksalzes in Röhren, die man zuschmilzt, und erwärmt während mehrerer Stunden gelinde auf ca. 40—50°, so ist der gewonnene Niederschlag seiner Menge nach quantitativ fast genau dem geforderten entsprechend. Er ist einheitlich, besteht aus lauter s e h r s t a r k d o p p e l b r e c h e n d e n S p h ä r o l i t h e n von n e g a t i v e m C h a r a k t e r d e r D o p p e l b r e c h u n g, ist in verdünnter Essigsäure trotz

seiner Feinheit in der Kälte fast unlöslich, während sich die früheren Niederschläge zwar langsam, aber doch auflösen. Die vorläufige Analyse ergab:

$MgCO_3$ 44,8 Proz.
$CaCO_3$ 49,5 -

Das spez. Gew. ist größer als 2,72 und bis jetzt noch nicht genauer bestimmt.

Es ist wohl keine Frage, daß hier Dolomit vorliegt, aber es entsteht die weitere Frage, ob er direkt entstanden ist oder sich erst aus der oben erwähnten Modifikation gebildet hat. Ich vermute vorläufig das letztere, denn die Sphärolithe haben eine ähnliche Größe und sind an der Oberfläche viel rauher. Auch ist hier eine Beobachtung zu registrieren, die vielleicht noch Licht in die Sache bringen wird. Eine von den zuletzt erwähnten Röhren wurde nicht gleich erwärmt, sondern blieb zugeschmolzen bei etwa 15° einige Stunden stehen, dann hatte sich schon ein krystallinischer Niederschlag gebildet. Leider wurde er nicht gleich untersucht, sondern die Röhre erst wie die andern erwärmt. Jedenfalls ergibt aber diese Beobachtung eines: Unter dem schwachen Kohlensäuredruck — es entweicht nämlich aus den Röhren beim Öffnen etwas Kohlensäure, und aus der Flüssigkeit steigen Blasen auf — geht die Reaktion schon bei 15° vor sich, und es entsteht bei gelindem Erwärmen, vielleicht schon bei gewöhnlicher Temperatur, Dolomit.

Alle hier angewendeten Bedingungen sind in der Natur verwirklicht, und darum ist es wohl berechtigt zu sagen, auf solche Weise sei der Dolomit in der Natur entstanden. Ob er nun gebildet ist in den heutigen Meeren, dort, wo die organischen Reste zahlloser Tiere und Pflanzen ihrer Auflösung entgegengehen, oder in bitumenreichen Kalksteinen, die ebenfalls Ammoniumcarbonat in reicher Menge zu liefern imstande und von Magnesiumsalzen durchtränkt worden sind, oder auf Gängen und Spalten, wo die Mineralwässer zirkulieren. Immer und überall ist er das Produkt eines chemischen Gleichgewichts zwischen der Lösung und dem Bodenkörper. Mit einem Schlage erhellt sich das kaleidoskopische Bild, welches die vielen früheren Experimente entwerfen, und nicht minder erscheinen uns die zufälligen Beobachtungen von der Bildung des Dolomits erklärt. Ich kann das nicht alles hier ausführen, sondern muß diese Arbeit zunächst Ihrem Geiste überlassen. Nur auf einiges, was ich eingangs erwähnt habe, will ich hinweisen. Wie verständlich wird uns das lokale Vorkommen des Dolomits, wie verständlich sein zonen- oder nesterweises

Auftreten; wie einfach erklärt sich das häufige Vorkommen von mehr oder minder dolomitreichem Kalkstein; wie lichtvoll wird uns das Vorkommen der Dolomite in Begleitung der Salzlager, und wie leicht verstehen wir den Organismen- und Bitumenreichtum so vieler Dolomite. Ich glaube mit gutem Gewissen behaupten zu können: das Problem der Dolomitbildung ist prinzipiell gelöst. Ein Gleichgewicht kann durch mancherlei Umstände verschoben werden, und deswegen wird im einzelnen noch mancherlei Arbeit übrigbleiben, um alle natürlichen Vorkommnisse aufzuklären. Darum ist aber auch die Arbeit der früheren Experimentatoren nicht vergeblich gewesen. Darum und nur darum kann ich meine heutige Mitteilung bescheiden nur eine vorläufige nennen.

Ängstliche Gemüter stoßen sich vielleicht daran, daß ich nur Sphärolithe und keine Rhomboeder erhalten habe. Das ist unrecht, denn es gibt ja reichlich oolithische Dolomite. Wir wissen auch aus Erfahrung, daß die Form der Krystalle und Krystallaggregate nur von äußeren Umständen abhängt, darum ist sie für unsere Frage irrelevant. Ich habe bis jetzt nur mit relativ konzentrierten Lösungen und in ganz kurzen Zeiträumen gearbeitet, eigentlich bei den ausschlaggebenden Versuchen nur nach einem Schema. Das soll nun anders werden[1]. Diese Frage wird auch bald ihre Lösung finden. Oder jene ängstlichen Kollegen könnten auch sagen, ich habe nur mit Chlorcalcium gearbeitet. Es wird aber mit Calciumsulfat ebenso gehen, und es wird auch gehen mit dem Kalke, der in den Organismenresten als Aragonit vorhanden ist, denn dieser ist ja metastabil und geht unter dem Einflusse der die Löslichkeit des kohlensauren Kalkes bekanntermaßen begünstigenden Ammonsalze relativ schnell durch die gelöste Phase in Kalkspat über.

Es eröffnet sich aber nun von meinem neuen Standpunkt aus meinem Blicke ein weites Feld voll reifer Frucht, die eingeheimst werden kann. Da ist die Frage nach der näheren Natur des Mischsalzes in VATERS III. Modifikation, ihr Verhältnis zum Dolomit; es taucht weiter die Frage auf, ob der Dolomit wirklich ein Doppelsalz ist. Es wird die Frage gelöst werden, warum hier der Dolomit, dort der Kalkspat aus einem dolomitischen Kalkstein ausgelöst wird. Aber damit ist die gewonnene Anregung noch nicht erschöpft. Vielleicht wird uns eine Aufklärung darüber, warum in manchen oolithi-

[1]) Inzwischen mit verdünnten Lösungen angestellte Versuche haben schon Rhomboeder ergeben.

schen Gesteinen die Oolithe ihre Struktur völlig verloren haben, während sie in anderen in wunderbarer Schönheit erhalten blieb. Vielleicht sind die Oolithe das eine Mal reiner Kalk in Form von VATERs III. Modifikation, oder ein anderes Mal ein Magnesium-Calcium-Mischsalz der gleichen Modifikation, oder wieder ein anderes Mal Aragonit gewesen. Die ersten würden sich schnell, meist unter Strukturänderung, die letzteren erheblich langsamer, vielleicht unter Strukturerhaltung, umlagern. Zeit und Arbeit werden Klarheit bringen.

Jede prinzipielle Lösung eines Problems birgt den Segen in sich, über ein Heer von anderen Fragen Licht zu verbreiten, zu ihrer Erforschung anzuregen. Auch diese Probe hat meine Ansicht von der Entstehung der anorganogenen Kalksteine bestanden, und ich kann Freude und Befriedigung darüber nicht verhehlen.

v. w. o.

RAUFF. BEYSCHLAG. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

25. Über Elephas trogontherii in England.

Von Herrn Hans Pohlig.

(Mit 5 Textfiguren.)

Bonn, den 28. April 1909.

Da in neuerer Zeit die wichtigen Ablagerungen an der englischen Ostküste nochmals genauer untersucht worden sind, besonders infolge der wertvollen Entdeckung ähnlicher Ablagerungen in Holland, so bin ich genötigt, einige wesentliche Ergebnisse meiner Untersuchungen über denselben Gegenstand aus den letzten Jahrzehnten mitzuteilen.

Als ich meine großen anatomischen Monographien über Diluvialfauna bereits mit dem Anfang, dem 1. und 2. Teil, abbrechen mußte (infolge von Verweigerung jeder staatlichen und akademischen Beihilfe), stand ich noch ganz unter dem Einfluß der Autoritäten Falconers und namentlich von Leith Adams. Seitdem haben sich manche meiner damals deshalb noch nicht ganz sicheren Folgerungen befestigt auf Grund des umfangreichen Schatzes neuer Funde aus den letzten Jahrzehnten; und da in erster Linie die Elefantenreste für die Unterscheidung der altglazialen Schichten in Betracht kommen, erörtere ich hier zunächst die ersteren.

Mit dem Namen *Elephas trogontherii* habe ich bekanntlich die unmittelbaren Übergangsformen zwischen *E. meridionalis* und *E. primigenius* zusammengefaßt, welche erstern infolge dieser Mittelstellung in der Lamellenzahl der Backzähne meist mit *E. antiquus* übereinstimmen, tatsächlich jedoch mit dieser einem ganz anderen Subgenus (*Loxodon*) angehörenden Art keinerlei unmittelbare Verwandtschaft haben. Ich habe bereits früher das Vorkommen von *E. trogontherii* an der englischen Ostküste festgestellt, beschränkte mich indessen damals unter den erwähnten Umständen auf die Erwähnung weniger Molaren.

Die wesentlichste Schlußfolgerung, zu der ich nunmehr gelangt bin, ist die, daß sämtliche bis jetzt zu *Elephas meridionalis* gerechneten sowie einige der als *E. antiquus* bestimmten Molaren des englischen „Forestbed“ tatsächlich

der Übergangsform *Elephas trogontherii* angehören, und zwar meist ihrer dem erstgenannten Elefanten mehr oder minder nahestehenden Abstufung *E.* (*meridionalis*) *trogontherii*.

Bei der Auswahl des Vorrates können nur zunächst solche tadellos vollständigen letzten Molaren berücksichtigt werden, welche entweder aus den Schichten des „Forestbed" selbst ausgegraben sind oder doch noch mit dessen bezeichnender Matrix (dem „Iron pan") behaftet sind; denn die dort an der Küste aus dem Meer aufgefischten Elefantenreste stammen wohl meist nicht aus dem Forestbed, sondern aus späterer Zeit, in der sie durch die fließenden Gewässer aus England, Belgien oder Holland an Kadavern mitgebracht worden sind, während der Kanal und die Nordsee größtenteils trocken lagen.

Als gutes Durchschnittsbeispiel von III. wahren Molaren des *Elephas trogontherii* habe ich hier unter den neueren Funden aus dem Forestbed selbst je einen oberen und unteren Zahn von Overstrand bei Cromer ausgewählt, welche wohl beide von einem Tier gewaltiger Größe stammen mögen; sie sind aus der Sammlung zahlreicher Norfolkfossilien von JAMES BACKHOUSE in York, vom Sammler mit der Aufschrift „*Elephas meridionalis*" versehen und dann von Direktor VON LOCZY für die Sammlung der geologischen Landesanstalt in Budapest erworben worden.

Wie beifolgende Figuren zeigen, ist an dem oberen Molaren etwas mehr, an dem unteren etwas weniger als die Hälfte der Lamellen für die Kaufläche bereits benutzt gewesen; an ersterem ist daher die Schmelzsubstanz des distalen Talons und der nächsten Lamelle ganz aufgebraucht worden. Es sind ursprünglich 18 Lamellen außer einem vorderen und hinteren Talon vorhanden gewesen in $30 \times 20 \times 10^1/_2$ cm (für maximale Länge, Höhe und Breite des Molaren); die Kaufläche enthält 10 etwas schräg gestellte Lamellen in 13 cm Länge.

Der mandibulare Molar enthält 19 Lamellen nebst vorderem und hinterem Talon (x 19 x) in $31 \times 15 \times 10$ cm; die größte Länge ist 34 cm, die Kaufläche hat 10 Lamellen in 15 cm Länge. Ganz ähnlich ist ein solcher Mandibelmolar, auch ein linker, aus der BACKHOUSE-Kollektion von Kessingland (Forestbed). — Solche Molaren würde LEITH ADAMS nicht gleich BACKHOUSE zu *E. meridionalis* gerechnet haben — so wenig wie zu *E. primigenius* — wegen der Lamellenformel; aber er würde sie wohl bei seiner „breitkronigen, dickplattigen Varietät von *E. antiquus*" untergebracht haben. Wer jedoch *E. antiquus* richtig kennen lernen will, der muß das ungeheure Material aus denjenigen Schichten zuerst untersuchen, in welchen

diese Art als Proboscidier ausschließlich oder fast allein vorkommt: die quartären Ablagerungen Südeuropas oder solche wie die älteren, sandigen Travertine Thüringens und das Becken von Grays Thurrock im Themsetal; dort ist nichts Ähnliches von normalen und vollständigen letzten wahren Molaren gefunden worden wie die hier abgebildeten von *E. trogontherii*, und nichts von einer „dickplattigen, breitkronigen Varietät des *E. antiquus*“!

Die Schmelzfiguren der Kauflächen an diesen Molaren des *E. trogontherii* sind trotz der höheren Lamellenformel von solchen des *E. meridionalis* nicht zu unterscheiden wegen der bedeutenden Zahngröße, auf welche sich bei erstern die höhere Lamellenformel verteilt. Außer dem geringen Betrag der Diskenzahl gibt es aber für die Backzähne von *E. meridionalis* noch viele andere unterscheidende Eigentümlichkeiten; wenn man diese recht gründlich kennen lernen will, so muß man die Art zunächst wiederum gründlich dort untersuchen, wo sie ausschließlich oder fast allein vorkommt: an dem höchst umfangreichen Material aus den Pliocänschichten des europäischen Südens, vor allem Italiens. Da zeigt sich, daß diese Spezies den alten Stegodonten doch noch recht sehr nahe steht, und zwar, abgesehen von der Lamellenformel, vor allem in dem ebenfalls allgemein verbreiteten Vorkommen sehr niedriger (tapinodisker) Molaren, in welchen die Höhe der Lamellen deren Breite nicht sehr viel übertrifft. Solche Zähne kommen bei dem geologisch späteren *E. trogontherii* noch vereinzelt als Seltenheit vor, ebenso wie der Fall, daß die Lamellenzahl bis zu der bei *E. meridionalis* normalen gelegentlich atavistisch herabsinkt, und zwar nicht, wie dasselbe bei den Zwergformen von *E. antiquus* vorkommt, in Verbindung mit Größenreduktion.

Solche seltenen Fälle äußerst geringer Lamellenzahl und niedriger Disken bei *E. trogontherii* haben zu den irrtümlichen Angaben des typischen *E. meridionalis* auch aus dem englischen Forestbed geführt. Aber sowenig wie die Fauna und das geologische Alter der Valdarno-Schichten denjenigen des Forestbed entsprechen, ebenso sicher kommt in letzterem der *E. meridionalis* des ersteren nicht mehr vor, sondern nur noch in stellvertretenden Resten der geologisch jüngeren Rasse *E. (meridionalis) trogontherii* und *E. (primigenius) trogontherii*[1]; letzteres ist FALCONERS „preglacial variety of the mammoth“.

---

[1]) Das Gleiche wird sich wahrscheinlich für gewisse französische Ablagerungen wie diejenigen von S.-Prest ergeben.

Das geologische Äquivalent der Valdarno-Fauna ist auch an der englischen Ostküste vorhanden: aber nicht in dem Norfolk-Forestbed, sondern in dem älteren Suffolk-Crag, und auch da erst auf sekundärer Lagerstätte; es sind die Reste von Tapiren, Schweinen, Axishirschen, die in dem Forestbed nicht mehr vorkommen, aber auch im Redcrag mit Elefantenzahnstücken zusammenliegen, entweder von dem typischen *E. meridionalis* oder von meinem *Elephas* (*antiquus*) *Nestii.*

Letzterer ist neben *E. trogontherii* auch im Forestbed, wohl sogar noch im Süßenbornium[1]) des helvetischen Interglazials vertreten; erst im Mosbachium[1]) kommt *Elephas antiquus typus* äußerst verbreitet vor, hier mit den letzten Vertretern des Trogontherien - Elefanten. Noch länger als *E. Nestii* dauert die kleine Vorläuferrasse des typischen *Rhinoceros Merckianus*, das *R. etruscus* rectius *R.* (*Merckianus*) *Etruriae*, aus, da es noch in den Schichten des Mosbachium vorkommt, hier zum erstenmal mit der typischen Form zusammen.

In meiner Elefantenmonographie hatte ich vorläufig das Forestbed noch als „Jungpliocän" bezeichnet und mich auch noch später der Ansicht der italienischen Geologen von einer ähnlichen geologischen Einordnung und interglazialen Stellung des Valdarnium angeschlossen. Weder der eine noch der andere dieser Standpunkte ist nach den oben klargelegten paläontologischen Tatsachen jetzt noch aufrecht zu erhalten; sondern man muß zu der alten Auffassung von der Zuteilung des Forestbed zum **Quartär** zurückkehren und letzteres mit dem Skanium, also den Suffolkcrag-Schichten, der ersten Glazialperiode beginnen lassen, dagegen mit den präglazialen Valdarno-Depositen und den ihnen äquivalenten (aus dergleichen auch die sekundär lagernden Mammalienreste des Suffolkcrag stammen) das Pliocän abschließen.

Der Versuch von PORTIS, dem Valdarnium, also dem Pliocän, auch die Schichten mit Mammalienresten vom Monte Verde in Rom gleichzustellen, ist ganz verfehlt; diese Schichten entsprechen vielmehr der meridionalen Facies des jüngsten helvetischen Interglazials, des Taubachium[2]).

Die *Rhinoceros* und *Elephas* der teilweise augitführenden Fluviatilkonglomerate oder Schotter und der älteren Vulkan-

---

[1]) H. POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte (Leipzig, QUELLE & MEYER, 1907), S. 51, 79.

[2]) Vgl. POHLIG: a. a. O.

tuffe bei Rom sind wie zu Taubach durchaus typische *Rh. Merckianus* und *E. antiquus*; wie mit letzterem zu Taubach als größte Seltenheit *E. primigenius* vorkommt, so bei Rom *E.* (*antiquus*) *Melitae* (= *E. melitensis*). Die Cerviden sind an beiden Lokalitäten ganz vorwiegend *C.* (*elaphus*) *antiqui*; der Taubacher *Bison* ist in der meridionalen Facies durch *Bos* (*primigenius*) *Italiae* in gleichem Massenverhältnis ersetzt, während in der sizilischen Elefantenhöhle von Carini[1]) noch beide Ruminantier-Gruppen gleichmäßig vertreten erscheinen. Pferd, Esel, *Felis spelaea* und *Felis lynx* (in meiner Sammlung) sind Rom und Taubach gemeinsam, *Hyaena crocuta* oder *maculata* (*spelaea*) ist in der meridionalen Facies durch *H. striata* (*antiqua*) vertreten. Der prächtige Pantherschädel vom Monte Verde ist von PORTIS richtig mit der sehr ähnlichen Form des Valdarnium verglichen worden[2]), aber die zu Taubach gefundene Form stimmt ebensogut überein — desgleichen der von PORTIS zu *U. horribilis* gestellte *Ursus* von Rom mit dem Taubacher *U.* (*arctos*) *antiqui*! Unter den rezenten Feliden scheint diesen fossilen die schwarze Varietät der Sundainseln (*Felis melas*) am nächsten zu stehen und nur als geologische Rasse verschieden zu sein. Solche tropischen und subtropischen Mammalia haben sich augenscheinlich seit der Tertiärzeit nur sehr wenig verändert wie auch die *Axis*, *Dicroceros*, Tapire und so viele andere.

Zwergformen von *Elephas antiquus* mögen in vereinzelten Fällen nicht nur nach dem italienischen Festland gelangt sein, wie die erwähnten Funde von Rom beweisen, sondern auch bis nach Nordwesteuropa sich ausgebreitet haben oder auf dortigen Inseln selbständig entstanden sein. Mir liegt ein ausgezeichnet typisches Gebiß aus der BACKHOUSE-Kollektion

---

[1]) Münchener Akademie, Abh., II. Kl., XVIII, 1, S. (106).
[2]) Boll. soc. geolog. Ital. XXVI, 1907, fasc. I, S. 63.

Erklärung der nebenstehenden Figuren.

Elephas trogontherii POHLIG, zwei wohl von demselben Tier stammende III. wahre Molaren; in 1 ein rechter oberer Molar, Kauflächenansicht, in ca. $^1/_3$; in 1a derselbe von rechts gesehen (Kaufläche bei *K*); in 2 ein linker unterer Zahn, Kauflächenansicht in ca. $^1/_4$ der natürlichen Größe; in 2a Ansicht desselben von links (Kaufläche bei *K*).[1])

---

[1]) Da Abbildungen zur Bestimmung nicht ausreichen, so sind von diesen Molaren des *Elephas trogontherii typus* sehr gute Gipsmodelle gemacht worden, die von der bekannten Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn zu beziehen sind.


1a
1
K
2
K
2a

von Ilford[1]) vor von entschieden diminutivem Gepräge; sowohl die maxillaren wie die mandibularen Zähne enthalten je x 11 x in 17 cm Länge und würden sonach, wenn sie normal wären, zu den I. wahren Molaren zu stellen sein. Indessen ist keine Spur einer proximalen Pressionsnarbe oder sonstiger Einwirkung eines nachrückenden Ersatzzahnes da, was selbst bei der geringen Abnutzung (¹/₄ der Lamellen sind an der Kaufläche beteiligt) sonst stets nachweisbar ist. Diese Exemplare erinnern deshalb sehr an die mediterran-insularen III. Molaren mit der bei den Zwergrassen teilweise stark reduzierten Lamellenformel. Einer dieser Zähne von Ilford ist von Direktor VON LOCZY für die geologische Landesanstalt in Budapest erworben worden.

Eine besondere Rassenbezeichnung würde ich für solche vereinzelten Fälle festländischer und englischer Zwergformen von *Elephas antiquus* ebensowenig für angezeigt halten wie für die Bewohner verschiedener Mittelmeerinseln oder deren zahlreiche Größenabstufungen von der Zwergrasse — weder für Sizilien, Malta, Korsika noch auch für Cypern. Etwas anders scheinen die Verhältnisse zu liegen bei den *Hippopotamus*-Resten der letzteren Insel im Vergleich mit denen Siziliens und Maltas andererseits, da hier konstante erhebliche Größenunterschiede und große lokale Entfernung zusammenkommen; ebenso wie auch die Rasse von Madagaskar als selbständig gelten muß in Anbetracht des Zusammenfallens großen lokalen und geologisch zeitlichen Abstandes.

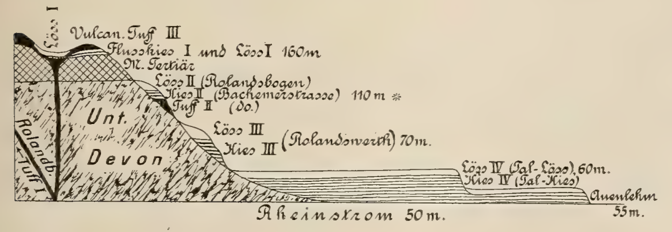
Für England sind auch unter anderen glazialen und interglazialen Tiergruppen kleine Formen bezeichnend wie diejenigen des *Ursus spelaeus* und *Rhinoceros tichorhinus* (*antiquitatis*). Dagegen hat sich die von mir nachgewiesene Zwergrasse des Mammuth, *Elephas Leith Adamsi*, die auch in England vorkommt, durch zahlreiche neuere Funde als ausgezeichnet selbständig bewährt. Einer der letzteren von dem Niederrhein, von wo ich früher schon andere typische Vertreter beschrieben habe, befindet sich in der geologischen Anstalt zu Budapest; es ist ein linker oberer Molar III. von Duisburg von (x) 21 x in nur 21 cm Länge, ganz vollständig erhalten und von bezeichnend diminutivem Gepräge[2]).

---

[1]) Die Schichten von Ilford scheinen aus der Übergangszeit zwischen Taubachium und Berolinium zu stammen.

[2]) Den „endioganalsten" aller bekannten Elefantenzähne, M. III s. s., erhielt ich kürzlich ausgebaggert von Köln: — 23 x in 19 cm! Ursprünglich offenbar x 27 x mindestens in 23 cm. Das bekannte Maximum aller Lamellenformeln ist x 29 x.

Neuerdings ist auch der erste Fund von *Elephas trogontherii* an dem Niederrhein gemacht worden, ein linker oberer Molar II. von *E.* (*primigenius*) *trogontherii* in dem Koblenzer Museum von nur x 14 x in nicht weniger als 26 × 8 × 13 cm (für Länge × Breite × Höhe); er stammt aus dem alten Rheinschotter von Mülheim bei Koblenz in mehr als 180 m Höhe über dem Flußspiegel. Diese Schichten werden sonach einer der ältesten Stufen des helvetischen Interglazials, dem Rixdorfium oder Süßenbornium, entsprechen[1].



Rodderbergprofil von Mehlem bei Bonn.
Der mit * bezeichneten Terrasse II entspricht der Fundhorizont des Zahns eines *Elephas trogontherii* von Mülheim bei Koblenz.

Von verschiedenen Autoren wie Ricci, Frech, Rutten[2]) u. a. sind Molaren des typischen Mammut, die vielleicht etwas „dickplattig" erscheinen, irrtümlich als *Elephas trogontherii* beschrieben worden. Ich hoffe, daß die vorstehende Mitteilung wesentlich zur Aufklärnng über diese geologisch als Leitfossil so sehr wichtige Rasse beitragen wird; etwa Beteiligte sehen sich vielleicht nunmehr veranlaßt, meine Monographie auf diesen Gegenstand hin etwas genauer nachzulesen und zu erkennen, daß es sich hier um ein kindlich einfaches arithmetisches Rechenexempel handelt.

---

[1]) Ein kleines Incisorenstück aus dieser Schicht könnte nach Kompression und Streifung von *Hippopotamus* stammen.

[2]) Rutten („Die diluvialen Säugetiere der Niederlande", Utrechter Dissertation, 1909) hat auf dankenswerte Anregung Wichmanns die ersten Funde von *Elephas (antiquus) Nestii* (a. a. O., Taf. I, Fig. 1—3) und *Elephas* (*primigenius*) *trogontherii* (ebenda, Fig. 8—11) aus Holland abgebildet. Seine Angabe des *Elephas meridionalis* von dort beruht auf irriger Bestimmung.

26. Über zwei neue altplistocäne Formen von Cervus.

Von Herrn Hans Pohlig.

(Mit 2 Textfiguren.)

Bonn, den 26. April 1909.

I.

Die von mir geleiteten Ausgrabungen in der sizilischen Elefantengrotte von Carini[1]) erstreckten sich auf das, was die in dieser Hinsicht übersättigten Palermitaner übriggelassen hatten: auf die untersten, tiefsten Schichten der Grotte Pontale. Es ergab sich aus dem gänzlichen Abräumen dieser Lagen, daß unter den Anhäufungen von Resten des *Elephas Melitae*, *Bos primigenius*, *Cervus Siciliae* Pohl., *Bison Siciliae* Pohl. noch eine Ablagerung spurweise vorhanden war, deren Säugetierknochen schon durch ihren Erhaltungszustand auf ein höheres geologisches Alter schließen lassen.

Zu diesen Überbleibseln aus der tiefsten Höhlenschicht gehört das in der hier beigefügten Figur 1 abgebildete Geweihstück, das, nach Art der tertiären Hirschhörner erhalten, unter erheblicher Gewichtszunahme steinartig geworden ist; dagegen unterscheiden sich die Geweihreste der höheren Grottenlagen, also alle andern dort gefundenen, in Gewicht und Substanz wenig von rezenten. Vor allem stammt außerdem das Original zu Figur 1 von einer offenbar geologisch älteren, in den oberen Höhlenschichten nicht nachgewiesenen Spezies her, die solchen des Norfolkium am nächsten steht, während die Fauna der ersteren derjenigen des Taubachium ganz nahe steht. Es geht daraus hervor, daß die Höhle von Carini zwei geologisch verschiedenaltrige Ablagerungen enthielt, eine jüngere aus dem helvetischen Interglazial und die letzten Reste einer älteren aus dem norfolkischen Interglazial.

Das abgebildete linksseitige Stangenfragment rührt von einer Abart des *Cervus euryceros* (seu *megaceros*) mit deutlich diminutivem Gepräge her. Die Schaufel hatte nur zwei Zinken, deren Spitzen abgebrochen sind, und den Ansatz eines dritten

---

[1]) Vgl. H. Pohlig in Abh. d. K. Bayr. Akad. München XVIII, II. Kl., 1. Abt., S. (73), 1893.

zwischen erstern; sie ist stellenweise an den Rändern stark „geperlt". Der Augensproß ist an seiner Wurzel abgebrochen und abgescheuert; er liegt nicht ganz so dicht an der gleichfalls abgescheuerten „Rose" wie bei *Euryceros Hiberniae*, aber seine Lage entspricht doch mehr derjenigen bei letzterer Rasse, also bei *E. Belgrandi* LA. und dem von HARMER nicht mit Recht zu letzterer Rasse gezogenen *E. verticornis* DAW. Dagegen war die Richtung des Augensprosses mehr wie bei diesen ebenfalls älteren Rassen.

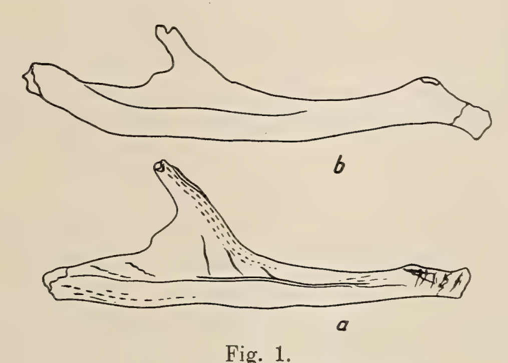


Fig. 1.
Cervus (euryceros) Messinae POHLIG.
Linke Stange aus den ältesten Schichten (Norfolkium?) der Höhle von Carini auf Sizilien; in a von oben, in b von hinten gesehen ($^1/_3$).

Die Gestalt des abgebildeten sizilischen Geweihrestes ist ebenso eigenartig wie dessen geringe Dimensionen und die hervorgehobenen geologischen Altersverhältnisse; eine gesonderte Rassenbezeichnung erscheint daher geboten, für welche ich den Namen *Cervus (euryceros) Messinae* gewählt habe. Es ist mir nicht gelungen, unter dem großen Cervidenmaterial des Museums zu Palermo aus der Grotte Pontale andere Exemplare dieser neuen Form zu entdecken; es ist auch nicht wahrscheinlich, daß solche dort überhaupt vorhanden sind, da nach obigem die Ausbeute dieses Museums aus geologisch jüngeren Schichten stammt. Andererseits sind weitere Funde aus derselben Höhle nicht mehr zu erwarten, da ich alles, was darin noch vorhanden war, gründlich und sauber habe herausschaffen lassen. Dagegen steht zu hoffen, daß *Euryceros Messinae* zunächst in anderen sizilischen Kavernen und sonst aus mediterranen Gebieten noch wird nachgewiesen werden.

II.

Die Reste von *Cervus elaphus* aus dem Süßenbornium des helvetischen Interglazials habe ich in meiner Cerviden-Monographie[1]) vorläufig mit der Rasse des Taubachium, dem *C. (elaphus) antiqui* vereinigt, weil das wenige von der typischen Lokalität Süßenborn damals vorhandene Material eine so bezeichnende Eigentümlichkeit mit letzterer Rasse gemeinsam hatte wie das gelegentliche Auftreten sehr hoch gestellter Augensprossen an den Stangen nach Art der Axisgeweihe.

Seitdem haben sich erfreulicherweise die Funde von Hirschgeweihresten aus Süßenborn erheblich vermehrt; besonders das Material des städtischen Museums zu Weimar gestattet nunmehr eine endgültige Beurteilung des *Cervus elaphus* aus

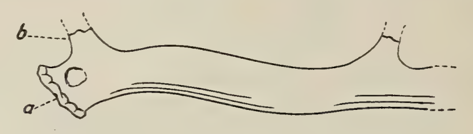


Fig. 2.
Cervus (elaphus) trogontherii Pohlig.
Fragment einer rechten Stange aus dem Süßenbornium von Süßenborn bei Weimar, von links gesehen ($^1/_3$).
a Augensproß, rudimentär; b Eissproß, normal.

dem typischen Süßenbornium. Es ergibt sich, daß die Elaphiden dieses Zeitabschnittes eine sehr bemerkenswerte Eigentümlichkeit vor allen anderen voraus haben: das ist das häufigere Vorkommen eines nur knotenförmig angedeuteten Augensprosses, so wie es die beifolgende Textfigur anschaulich macht. Die Edelhirsche späterer Epochen entwickeln wohl zuweilen das umgekehrte Verhältnis an ihren Stangen, daß der Eissproß bei wohlausgebildetem Augensproß nur als Keim vorhanden ist oder auch ganz unterdrückt wird; das letztere kommt namentlich oft bei der Zwergrasse *C. (elaphus) Siciliae*[2]) vor.

Die hervorgehobene Eigentümlichkeit in Verbindung mit dem gelegentlichen Auftreten eines hoch gelegenen Augensprosses oder, wie es fast scheinen will, eines bei gänzlicher Unterdrückung des letzteren allein an der Rose vorhandenen

---

[1]) Palaeontographica, **39**, 1892, S. 215.
[2]) Pohlig: a. a. O. 1893.

Eissprosses macht das Vorkommen einer geologisch gesonderten Rasse unzweifelhaft, für welche ich die Bezeichnung *Cervus* (*elaphus*) *trogontherii* gewählt habe.

Die Entwickelung der Cervidengeweihe gewährt einen noch „empfindlichern“, vollkommenern, ausgiebigern und augenfälligern Maßstab für die Unterscheidung der geologisch aufeinanderfolgenden Ablagerungen als selbst die in dieser Hinsicht so sehr wichtige Reihe der Proboscidier: die Zunahme der Mannigfaltigkeit, der Endenzahl bei der Gestaltung der Stangen erfolgt sehr gleichmäßig von dem einfachen Dicroceros-Stadium des mittleren Tertiärs an bis zu den vielzackigen Euryceros-formen des jüngeren Plistocäns. Zahlreiche wohlgesonderte Faunengesellschaften folgen in diesem Sinne geologisch aufeinander: so im Pliocän diejenige des Valdarnium auf jene des Mont Périer, diejenige der Tone von Tegelen und Belfeld usw. in Holland auf jene des Valdarnium; im Plistocän tritt eine ganz neue, mit diesen pliocänen Faunen kaum in einer Form gemeinsame Hirschreihe mit den Rassen des Norfolkium auf, den *C.* (*euryceros*) *verticornis*, *C. Savini*, den *C. (alces) latifrontis*, *C. bovides*, *C. polignacus*, *C. carnutorum* usw. und wohl auch *C. Messinae* nach obigem. (Die Angaben von *Euryceros* (*Megaceros*) *Hiberniae*, *Cervus elaphus* und *Cervus capreolus* aus dem Norfolk Forestbed beruhen sicherlich[1]) auf Irrtum.)

Von diesen vielen Gestalten ist bisher nur eine als mit dem helvetischen Interglazial gemeinsam sicher nachgewiesen und scheint in dessen jüngster Stufe, dem Taubachium, schon nicht mehr vorzukommen; das ist der gewaltige Stangen-Elch (*Cervus latifrontis*), der erst in den Süßenborner und Mosbacher Zeiten den Höhepunkt seiner Verbreitung erreicht zu haben scheint. Im übrigen haben auch die helvetisch-interglazialen und berolinisch[2])-glazialen Epochen ihre selbständigen, wohlgetrennten Cervidenfaunen besessen: wie für das Süßenbornium neben *Cervus latifrontis* nach obigem *C. trogontherii* bezeichnend ist, so treten im Taubachium *Cervus antiqui*, *C. capreolus*, *C. Gastaldii*, *Euryceros* (*Megaceros*) *Belgrandi* und *Cervus Siciliae* auf, im Berolinium *C. primigenii*, *C. tarandus*, *C. alces* und die lokalen Riesenhirschrassen *Euryceros* (*Megaceros*) *Germaniae*, *E. Hiberniae* und *E. Italiae*.

---

[1]) Vgl. A. Leith-Adams: British fossil elephants III, S. 184, Fußnote 4.

[2]) H. Pohlig: Eiszeit und Urgeschichte, Leipzig (Quelle & Meyer), S. 42, 1907.

27. Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko.

Von Herrn Wilhelm Freudenberg.

(Mit 6 Textfiguren.)

Tübingen, den 20. April 1909.

Die einzige Kette eisgepanzerter Berge in Mexiko ist die Sierra Nevada. Ihr Streichen ist ziemlich genau von Nord nach Süd gerichtet. Ihre höchsten Erhebungen sind der Popokatepetl im Süden und die Ixtaccihuatl im Norden. Die Ebene von Puebla im Osten und das Hochtal von Mexiko im Westen begrenzen ziemlich scharf den Zug der Schneeberge. Sehr auffallend ist die Form der beiden Berge: Der Popokatepetl das Modell eines Vulkans, die Ixtaccihuatl ein langgestrecktes Gebirgssystem von alpinem Charakter. Die Ixtaccihuatl ist eine Vulkanruine vom Typus des Chimborasso nach P. Grosser[1]), der Popokatepetl hingegen, mit Ausnahme seines Urkegels, des Pico del Fraile, ein Stratovulkan vom Kotopaxitypus. Als Ganzes betrachtet, stellen sie ein vulkanisches Gebirge dar, dessen Typus A. Dannenberg[2]) als „Ararat-System" bezeichnet. Die Ausbruchstellen scheinen sich entlang der Achse der Sierra Nevada mehrmals verschoben zu haben, und zwar von Nord nach Süd, wie dies auch Sapper[3]) für einige guatemaltekische Vulkane anzunehmen geneigt ist. Durch Verlegung der Eruptionsstellen, die mit genügender Regelmäßigkeit an eine nordsüdliche Linie geknüpft sind, wurde nach E. Ordonnez[4]) die mehrgipfelige Ixtaccihuatl im Anfang des Pliocäns, der Popokatepetl im Mittelpliocän gebildet. Für den Pico del Fraile mag ein so hohes Alter angenommen werden, doch nicht für den intakten Kegel des Popokatepetl, der, wie unten ausgeführt wird, im

---

[1]) P. Grosser: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde 1904, S. 14.

[2]) A. Dannenberg: Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos. Verh. d. Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens **64**, Jahrg. 1907, S. 122.

[3]) K. Sapper: Grundzüge des Gebirgsbaues von Mittelamerika. Eighth International Geographical Congress, S. 237, Zeile 3—7 v. oben.

[4]) E. Ordonnez: Memorias de la Sociedad Alzate, t. 18, 1902, S. 111.

wesentlichen als ein postglazialer Vulkan aufzufassen ist[1]). Für eine genaue Zeitbestimmung der Eruptionen in der Sierra Nevada fehlen indes alle sicheren Anhaltspunkte. Nur die indianischen Bezeichnungen der beiden Berge werfen einiges Licht auf ihre jüngste Geschichte. Der Name „Popokatepetl" bedeutet „rauchender Berg". Ixtaccihuatl heißt „weiße Frau". Damit ist der Unterschied im Alter am besten gekennzeichnet. Die Ixtaccihuatl wird mit einer auf den Felsen gestreckten, verwunschenen Frau verglichen, die sich gegen die Götter empört hatte, während ihr Geliebter Popokatepetl blutige Tränen über ihr Schicksal vergießt. Als parasitäre Vulkane lassen sich die zahlreichen kleinen Eruptionsschlote vom „Puy-Typus" bezeichnen, deren wichtigster Repräsentant der im Jahre 1759 entstandene Jorullo im Westen der Republik ist. Ein einmaliger Eruptionsakt fördert basaltische Tuffe und Laven zutage. Ganze Schwärme solcher Kraterberge sind über das Valle de Mexico verstreut und zeigen z. T. deutliche Anordnung in regelmäßigen Reihen. Fig. 1 zeigt den Umriß eines solchen Vulkankegels im Vordergrund. Dahinter dehnt sich die Sierra Nevada[2]).

Die chemische Beschaffenheit der Laven in der Sierra Nevada ist geeignet, über ihr relatives Alter einiges Licht zu verbreiten. Nach dem, was ich und andere[3]) vor mir im Valle de Mexico sahen, sind die jüngsten Eruptivgebilde hier allenthalben Basalte oder basaltoide Andesite. Dies gilt einesteils für die jüngsten Laven des Popokatepetl, andererseits für die Malpays des Pedregal bei Tlalpam im Valle de Mexico. Hier wurden prähistorische Reste unter einem Basaltstrom gefunden. Den olivinreichen Basalten der jüngsten Phase eruptiver Tätigkeit stehen die ebenso spärlichen, sauren Endglieder dieser petrographischen Reihe, die Dacite, gegenüber. ORDONNEZ[4])

---

[1]) Eine Zusammenstellung der jüngsten Eruptionen in Mexiko hat VIRLET D'AOUST geliefert in: „Coup d'oeil général sur la Topographie et la Géologie du Mexique et de l'Amérique centrale". Extrait du Bulletin de la Soc. géol. de France, 2e série, t. XXIII, séance du 6 novembre 1865, S. 26–27.

[2]) Das Klischee wurde nach der von A. DANNENBERG (a. a. O. auf Tafel II, Fig. 4) gegebenen Darstellung angefertigt.

[3]) FELIX und LENK: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko, I. Teil, S. 89—104. — F. N. GUILD: Notes on some eruptive rocks in Mexico. Am. Journal of Science 1906, S. 159—176. Ref. i. N. Jahrb. Min. 1908, I, S. 239.

[4]) Livret Guide du Congrès géologique international au Mexique 1906, VIII. De Mexico à Patzcuaro et Uruapam par E. ORDONNEZ, S. 4. Hier werden die Gesteine der Sierra de las Cruces in einer Reihe

hat sie an einigen Punkten des Ixtaccihuatlgebietes zuerst namhaft gemacht. Ich kann denselben ein bisher nicht bekanntes Vorkommen beifügen, nämlich im Süden der Ixtaccihuatl auf dem Plateau, das den Popokatepetl mit der Ixtaccihuatl verbindet, an einem Punkte, der nach A. SONNTAGS

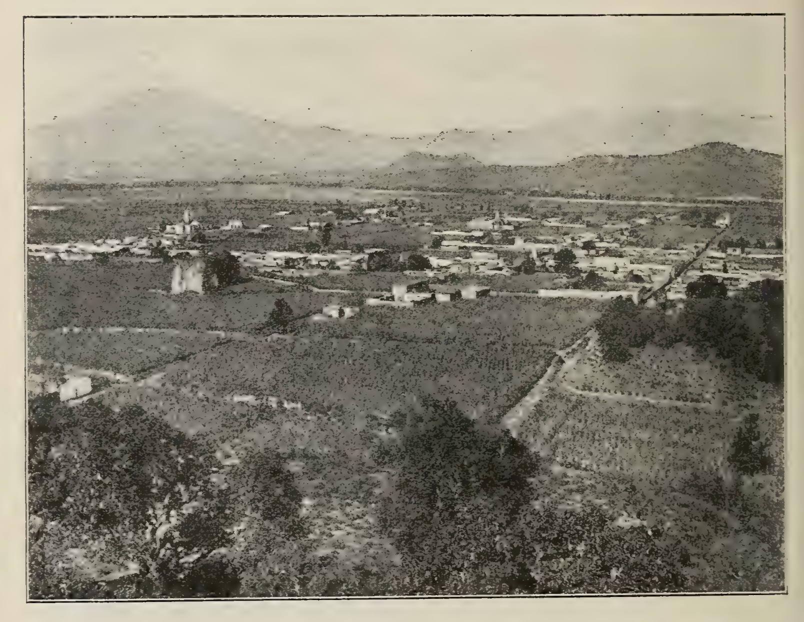


Fig. 1.
Sierra Nevada, von Osten gesehen, mit alten Gletscherspuren bei X ? (nordwestlich vom Pico del Fraile), ferner bei X (südlich vom Cerro Gordo). Die heutige Schneegrenze nach A. DANNENBERG. Die quartäre Firngrenze wurde nach eigenen Beobachtungen roh rekonstruiert.

und T. IEKYLLs Karte des Ixtaccihuatlgebietes (Smithsonian Contributions to Knowledge, Vol. XI) in 00° 29′ östlich von

---

angeordnet. Als Reihenfolge der Laven im Valle de Mexico wird angegeben: Trachyandesit, Dacit (Texcoco, El Papayo, Nanacamilpa), Hornblendeandesit und Hypersthenandesit des Popokatepetl usw., Basalte (Pedregral). Bezüglich der Eruptionszeiten heißt es ebenda auf S. 4 des Livret Guide I. De Mexico à Jalapa par E. ORDONNEZ (L'histoire géologique de la Sierra Nevada usw.): „Diese lange Reihe vulkanischer Eruptionen beginnt am Ende des Miocäns, umfaßt das ganze Pliocän und hält an während der jüngsten Epoche."

Zu S. 256.

Ixtaccihuatl

Pass von Tlamacas

Popocatépetl

Vulkankegel

hat sie an einigen Punkten des Ixtaccihuatlgebietes zuerst namhaft gemacht. Ich kann denselben ein bisher nicht bekanntes Vorkommen beifügen, nämlich im Süden der Ixtaccihuatl auf dem Plateau, das den Popokatepetl mit der Ixtaccihuatl verbindet, an einem Punkte, der nach A. SONNTAGS

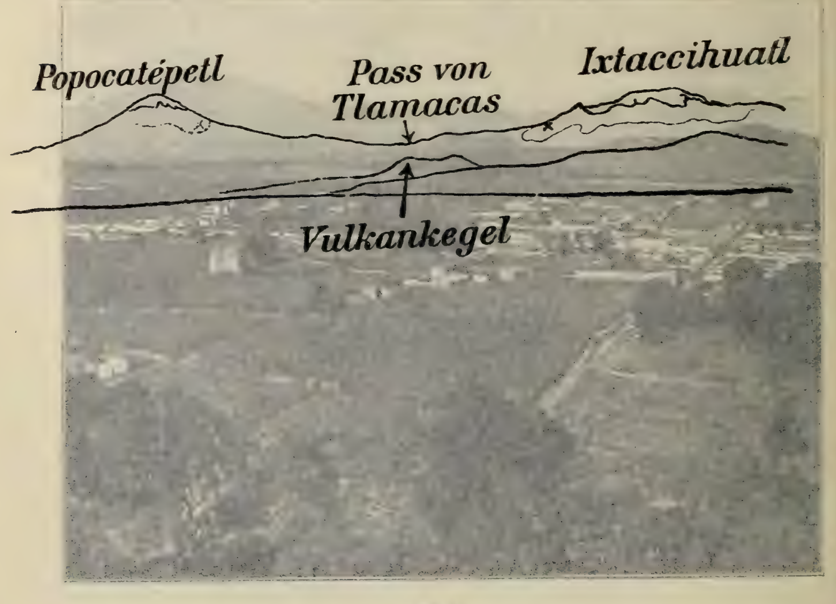


Fig. 1.
Sierra Nevada, von Osten gesehen, mit alten Gletscherspuren bei × ? (nordwestlich vom Pico del Fraile), ferner bei × (südlich vom Cerro Gordo). Die heutige Schneegrenze nach A. DANNENBERG. Die quartäre Firngrenze wurde nach eigenen Beobachtungen roh rekonstruiert.

und T. JEKYLLS Karte des Ixtaccihuatlgebietes (Smithsonian Contributions to Knowledge, Vol. XI) in 00° 29′ östlich von

---

angeordnet. Als Reihenfolge der Laven im Valle de Mexico wird angegeben: Trachyandesit, Dacit (Texcoco, El Papayo, Xanacamilpa), Hornblendeandesit und Hypersthenandesit des Popokatepetl usw., Basalte (Pedregral). Bezüglich der Eruptionszeiten heißt es ebenda auf S. 4 des Livret Guide I, De Mexico à Jalapa par E. ORDONNEZ (L'histoire géologique de la Sierra Nevada usw.): „Diese lange Reihe vulkanischer Eruptionen beginnt am Ende des Miocäns, umfaßt das ganze Pliocän und hält an während der jüngsten Epoche.“

Mexiko und in 19° 04′ Breite nördlich des Punktes 12118 der gen. Karte gelegen ist[1]).

Zwischen den Daciten und den Basalten vermitteln die Andesite, und zwar nicht nur magmatisch, sondern auch bez. der Zeit ihres Empordringens[2]). So interessant die beiden erstgenannten Gesteine auch sind, so treten sie doch in den Hintergrund gegen die große und wechselvolle Gruppe der andesitischen Laven. Es dürften alle Eruptiva im Valle de Mexico auf ein dioritisches Magma zurückzuführen sein, von dessen Existenz ich auch Anzeichen in Gestalt endogener Einschlüsse im Tuff des Cullacan[3]), eines Kraterberges etwa 3 km nordwestlich von Popo-Park, gefunden habe.

Diese Gesteinsbrocken haben richtungslos körnige Struktur bei miarolithischem Gefüge. Die mikroskopische Untersuchung eines der Stücke ergab, daß es vorwiegend aus basischem Labrador besteht, der randlich in saurere Mischungen übergeht und sogar vielfach von Orthoklas umhüllt wird. Neben den Feldspaten treten große, rötlich bis grünlich pleochroitische Krystalle von Augit auf, deren Schiefen $\mathfrak{c}:c$ von 10° bis auf 56° hinaufgehen (FeO-reicher Augit). Die Krystalle mit kleinem $\mathfrak{c}:c$ scheinen nach Hypersthen mit $c = \mathfrak{c}$ zu vermitteln, der in kleineren Individuen reichlich auftritt. Sonst enthält das Gestein an älteren Ausscheidlingen spärlich Zirkon, Magnetit und Apatit. Die jüngste Bildung ist der in geringster Menge vorhandene Quarz. Ähnliche Gesteine, die gleichfalls nicht anstehend im Valle de Mexico vorkommen und in gleicher Weise aus der

---

[1]) Siehe in Fig. 5 den horizontalen Pfeil; er zeigt zwischen der drehrunden Kuppe im Vordergrunde, direkt unter der Ixtaccihuatlspitze, und der nordöstlich davon gelegenen Kuppe von 13470′ Höhe (nach SONNTAG) auf einen ostnordöstlich verlaufenden Einschnitt. Hier stehen massige Dacite an, die unter einen Strom von Hornblendeandesit einschießen, also älter sind als dieses Charaktergestein der Ixtaccihuatl.

[2]) Eine Verallgemeinerung dieser für das Valle de Mexico gültigen Verhältnisse ist nicht statthaft. J. AGUILERA führt in: Les Volcans du Mexique, Mexiko 1906, S. 2 aus, daß es in Mexiko basaltische Eruptionen gegeben hat, die älter sind als gewisse Andesite, und ebenso Rhyolithe, die vor gewissen Andesiten erschienen sind.

[3]) Eine kurze Besprechung der Vulkane, welche von Ameka, mit dem Sacro Monte beginnend, über den Vulkan von Cullacan, a. a. O. „Culiacan", nach dem Kegel von Ozumba mit seinen prächtigen Schlackenschornsteinen („hornillos") und zu dem von mir besuchten nordsüdgerichteten basaltischen Rücken am Plateaurand hinführen, hat VIRLET D'AOUST im Bull. de la Soc. géol. de France, 2e série, t. XV, S. 131 u. f. u. 2e série, t. XXIII, S. 33 berichtet. Der schöne Eruptionskegel von Cullacan soll mehr westlich vom Sacro Monte und ganz am Fuß des Popokatepetl liegen. In der zweiten Arbeit soll er zwischen Améca-Méca und dem Kegel von Ozumba liegen.

Tiefe heraufgebracht sein müssen, werden von FELIX und LENK[1]) als Einschlüsse in Tuffen der Insel Xico beschrieben. Es mögen hier noch in Kürze zwei Einschlüsse Erwähnung finden, die ich bei meinen Wanderungen im Valle de Mexico fand, und die geeignet sind, über die Natur des Grundgebirges einiges Licht zu verbreiten. Es ist dies einmal ein Rollstück eines prachtvoll marmorisierten Kalksteins, von einer Reinheit, wie ich sie nur von wenigen Marmoren kenne. Er dürfte den Eskamela-Kalken der Kreideformation entstammen, die ja bekanntermaßen unter den Effusivgesteinen durchstreicht, wie neuerdings wieder von E. BOESE gezeigt worden ist[2]). Ein andersartiger Einschluß, diesmal noch mit anhaftender Lavaschlacke, fand sich südlich von Tlalpam im Gebiete des Pedregal. Es ist ein Quarzgestein, das durch die Hitze geborsten ist, und eine viel schwächer doppelbrechende Substanz als Quarz zwischen den Quarzen zur Ausscheidung gelangen ließ. Quarzkörnchen mit Augiträndern, also das bekannte Kontaktphänomen von basaltumschlossenen Quarzfragmenten, haben FELIX und LENK (a. a. O. S. 93) erwähnt.

Durch meine Wahrnehmungen fand der von E. ORDONNEZ geführte Nachweis der sukzessiven Änderung in der Zusammensetzung der zur Effusion gelangenden Magmen seine Bestätigung. Ein Beispiel dieser schrittweisen Wandlung in der chemischen Zusammensetzung der Laven war schon von J. BURKHART[3]) angegeben worden anläßlich der Schilderung der Lavabänke im Krater des Popokatepetl. Hier war dem genannten Forscher aufgefallen, daß in der Tiefe ein Trachyt (wohl Trachyandesit) ansteht, der von einem olivinführenden schwarzen Basalt (wohl noch ein basaltoider Andesit) bedeckt wird. Darüber folgt eine poröse rotbraune Lava. ORDONNEZ[4]) ist es nicht entgangen, daß eine gewisse Abweichung in der Zusammensetzung der jüngsten Lavaströme des Popokatepetl von den wahrscheinlich gleichaltrigen, ganz jungen Ergüssen der parasitären Vulkane im Osten und im Westen der Sierra Nevada besteht. Es sei auf seinen Erklärungsversuch dieser abweichenden Verhältnisse hier nur hingewiesen.

---

[1]) Beiträge der Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. I. Teil, S. 94 oben.

[2]) Zur Frage der Entstehung des sogenannten mexikanischen Zentralplateaus. N. Jahrb. Min. 1909, II, 3, S. 114—135.

[3]) Die Quaternärschichten des Beckens oder Hochtals von Mexiko. N. Jahrb. Min. 1868, S. 522.

[4]) Livret Guide du Xième Congrès géologique international à Mexique 1906. I. De Mexico à Jalapa par E. ORDONNEZ, I. (Excursion de l'est), S. 3 und 4.

Auf die Bruchnatur des Valle de Mexico ist bisher noch wenig geachtet worden, obwohl sich aus ihr viele morphologische Eigentümlichkeiten leicht erklären. Das nordnordöstlich streichende Grundgebirge von Kreidefalten machte eine Dislokationsperiode während und nach dem Empordringen der Effusivgesteine durch.

Das Aufdringen der Laven, das in so gewaltigem Maßstabe vor sich ging, ist aller Wahrscheinlichkeit nach mit der Bildung von Tiefengesteinen verknüpft gewesen, von denen ich Anzeichen in Gestalt dioritischer Brockentuffe bei Popo-Park gefunden habe. Die Tiefengesteine aber führen in den höheren Erdschichten, in welche sie als Stöcke oder Lakkolithe eindringen, zu Schollenverschiebungen in vertikaler Richtung. So sehen wir in Mexiko bei Mapimi, Sta Rosa, Aranzazu, El Cobre, bei Conception de l'oro die Kreide- und Juraschichten von gewaltigen Störungen gerade da betroffen, wo Intrusivgesteine in größerer Masse auftreten[1]). Daß sich diese Störungen auch oberflächlich äußern müssen, d. h. im Hangenden der Stöcke, wo die effusiven Bildungen vorherrschen, versteht sich von selbst. So sehen wir denn auch Klüfte verbunden mit starker Gesteinszertrümmerung an vielen Stellen im Valle de Mexico in älteren Eruptivgesteinen (Hornblende-Andesiten) auftreten[2]). Die Tiefengesteine selbst wurden hier jedoch nirgends entblößt, da die Erosion noch nicht weit genug vorgeschritten ist. Ihre Bildung war vielleicht schon beendet, als die jüngsten Basalte und basaltoiden Andesite ihren Weg an die Oberfläche bahnten (Cullacan).

Nach FELIX und LENK[3]) hat der nördlich von der Transversalspalte gelegene Teil der Mesa central eine Art Zerstückelung erfahren „durch die Bildung von zahlreichen sekundären Spalten, die wie die Hauptspalte selbst vulkanischen Massen zum Austritt gedient haben". Diese Nebenspalten endigen nach der schematischen Kartenskizze der „orographischen Verhältnisse von Mexiko" in der großen mexikanischen Querspalte, deren Existenz in neuerer Zeit allerdings stark in

---

[1]) Livret Guide du Xième Congrès géologique international au Mexique 1906, Nr. XXVI und Nr. XXIV von C. BURKHARDT.

[2]) Ein schönes Beispiel einer stehengebliebenen Andesitscholle ist der Felsen von Chapultepec. Südlich des Schlosses treten zur Seite des Tramway-Geleises, das zum Friedhof Dolores abzweigt, wohlgeschichtete und stark geneigte Tuffe von dunkler Farbe unter dem Steppenmergel auf, in dem Andesitbrocken eingeschlossen sind.

[3]) FELIX und LENK: Über die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexiko. Diese Zeitschrift **44**, 1892, S. 303—323, Taf. XIX, bes. S. 309 Mitte.

Zweifel gezogen wird. Als Bruchlinien werden die Richtungen nordsüdlich verlaufender Höhenzüge gedeutet, auf welchen die Ausbruchstellen in Linien angeordnet sind. Zwischen diesen nordsüdlichen Bergrücken liegen die abflußlosen Gebiete, die nicht als beschränkte Einbruchsbecken, sondern als flache Tümpel der Sammelwässer aufgefaßt werden. Sie sind ein nebensächliches Wahrzeichen der Depressionen, an deren Entstehung in letzter Linie tektonische Bewegungen auch nach meinen Beobachtungen schuld sind[1]). Für die Sierra Nevada scheint es mir von Wichtigkeit zu sein, daß die tiefe, nordsüdlich gerichtete Depression, die sich von Ameka nach Ozumba erstreckt, dem genau gleichgerichteten Hauptzug der Sierra Nevada entspricht. Westlich der Längsdepression stellen sich basaltische Eruptionspunkte ein, die ihrerseits wieder in einer nordsüdlichen Reihe zu stehen scheinen.

Was die Verbreitung der verschiedenen Eruptiva im Valle de Mexico betrifft, so sei auf die von Felix und Lenk im ersten Teil der Beiträge gegebene Farbenkarte verwiesen. Zur Erkennung des Alters derselben wäre die Kartierung eines umfassenderen Gebietes notwendig, das die Sierra Nevada einschließen müßte. Im Text sind jedoch genügende Angaben über die Gesteine der Sierra Nevada gegeben worden. Auch wird der Unterschied in der Zusammensetzung der Laven des Popokatepetl und der Ixtaccihuatl dort betont. Der Popokatepetl besteht aus Hypersthen-Andesiten, z. T. in olivinreicher Ausbildung, nähert sich also dem basischen Endglied der unten aufgestellten Reihe. Die Hornblende-Andesite der Ixtaccihuatl weisen hingegen mit aller Deutlichkeit auf die saureren Andesitgesteine, und noch mehr tun dies die Dacite, die unter dem Hornblende-Andesit als ältere Stromsysteme zutage treten. Wendet man darum die Regel, daß ein Eruptivgestein im Valle de Mexico desto später zur Eruption gelangte, als es basischer ist, auf die Sierra Nevada an, so ergibt sich der Schluß, daß der Popokatepetl jünger sein muß als die Ixtaccihuatl, ein Resultat, das mit der Erhaltung beider Berge im Einklang

---

[1]) M. T. Flores setzt in: Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca (Livret Guide du Xième Congrès géologique international au Mexique 1906, IX. Excursion du Jorullo, S. 3) das folgende Verhältnis zwischen den Zentralbecken und den großen Vulkanen auseinander: . . . . „Jedes Becken hat einen großen Vulkan im Süden, den Ajusco bei Mexiko, ein alter, schon sehr erodierter Kegel, der durch eine sehr energische Erosionstätigkeit bereits unter die Grenze des ewigen Schnees gerückt ist; und im Valle de Toluca den jüngeren Xinantecatl, der vollkommener erhalten und auch höher und majestätischer ist.“

steht. Bei der Untersuchung der Altersfrage der beiden Haupterhebungen in der Sierra Nevada wollen wir zunächst das Kriterium des Zerstörungsgrades durch die normale Abtragung anwenden, später die Frage diskutieren, ob der Popokatepetl vor der Glazialzeit schon bestand, und ob sich eine Altersbeziehung zur Ixtaccihuatl ergibt.

Zur ersten dieser beiden Fragen wird das Folgende bemerkt: Läßt sich aus dem Erhaltungszustand eines vulkanischen Gebirges überhaupt ein Schluß auf sein Alter ziehen? Nach meiner Ansicht ist dies wohl der Fall, wenn die Erosionsverhältnisse ähnliche sind. Mit dem Ixtaccihuatlgebirge wüßte ich nun kein anderes Gebirge direkt zu vergleichen als den Chimborasso, der zwar durch seine jugendlichen Formen in scharfem Kontrast zur Ixtaccihuatl steht, aber den abtragenden Kräften in gleicher Weise einmal zum Opfer fallen muß. Machen wir jedoch im Hinblick auf ein näher liegendes Gebiet, auf die Sierra von Guadalupe bei Mexiko, die Voraussetzung, daß dieses Gebirge, seiner andesitischen Natur entsprechend, gleichaltrig ist mit der Ixtaccihuatl, so könnten wir einen indirekten Altersnachweis für sie erbringen. Die Sierra von Guadalupe besitzt nämlich in ihren Formverhältnissen große Ähnlichkeit mit dem Kaiserstuhl in der oberrheinischen Tiefebene. Rings von ebenen Flächen umschlossen, von Verwerfungen zerstückelt, von Eruptivgängen durchsetzt (ich beobachtete nordsüdstreichende, schokoladebraun verwitterte, seigere Gänge zwischen der ersten und zweiten Andesitkuppe nördlich von Guadalupe) und schon lange Zeit dieser mäßig starken Erosion ausgesetzt, gleicht sie morphologisch dem ähnlich gebauten Kaiserstuhl in so hohem Grade, daß ich eine ähnliche geologische Geschichte und ein ähnliches Alter für dieses Gebiet annehmen möchte. Dies würde aber für die Sierra de Guadalupe ein miocänes Alter bedeuten. Ich glaube nicht weit fehlzugehen, wenn ich für die stark erodierten Andesitströme der Ixtaccihuatl und für die im Untergrunde des Popokatepetlkegels befindlichen Laven ein miocänes Alter annehme. Die Ixtaccihuatl würde also älter sein, als ORDONNEZ angenommen hat.

Es ist ohne weiteres klar, daß die Ixtaccihuatl, ihrem stark abgetragenen Zustande entsprechend, keinen Krater mehr besitzt. Es wäre aber falsch, anzunehmen, daß sie nie einen oder mehrere Eruptionspunkte besessen habe.

Der dicht unter dem Hauptgipfel befindliche Pico del Medio Dia besteht aus losen, feingeschichteten Tuffen, die schwerlich vom Popokatepetl herübergeweht sein dürften.

Ferner sind zwischen zwei eiserfüllten Hochkaren in südöstlicher Richtung vom Hauptgipfel tief hinab steile Wände von ungeschichteten Brockentuffen entblößt; von Fumarolen gänzlich zersetzt, gestalten sie durch ihre bunten Farben das Bild großartiger Hochgebirgswelt noch zauberhafter. Sie dürften die Ausfüllung des ehemaligen Hauptkraters darstellen. Auch soll einer Spalte im Eis auf dem Sattel des Berges nach E. Boese[1]) eine Fumarole entströmen, die schweflige Dämpfe verbreitet. Unter dem südlichsten Gipfel des Ixtaccihuatl-Gebirges, ich nenne ihn zu Ehren seines Erstersteigers „Sonneschmidt-Spitze"[2]), roch das Gestein, in dessen Klüften ich zu übernachten genötigt war, merklich nach Schwefel. Dies sind Spuren postvulkanischer Tätigkeit von viel schwächerem Grade als die Exhalationen in der Tiefe des Popokatepetl-Kraters. Es scheint mir, daß der ganze Berg bzw. sein Hauptrücken — den nördlichsten Gipfel, die Cabezza, habe ich nicht besucht — von vulkanischen Gasen durchströmt wird. Auch Wirkungen thermaler und pneumatolytischer Tätigkeit sind im Vorkommen von Hyalit und Tridymit in den Andesitlaven des Südgipfels angedeutet.

Für den Hauptgipfel der Ixtaccihuatl wurde der örtliche Zusammenhang mit einem Hauptkrater bzw. dessen Schlotausfüllung nachgewiesen und zugleich auf das Vorkommen von Fumarolen, teils jetzt noch vorhandener, teils erloschener, entlang dem Rücken des Gebirges aufmerksam gemacht. Für die Auffassung, daß die Ixtaccihuatl mehr als einen, vielleicht drei Kratere besessen hat, spricht die Ähnlichkeit mit dem Chimborasso, wobei von dem verschiedenen Zustand in der Erhaltung abzusehen ist. Wenn man die Ixtaccihuatl vom Popokatepetl aus betrachtet, etwa oberhalb von La Cruce (siehe Fig. 3), so macht sie durchaus den Eindruck eines regelmäßigen Vulkankegels, wie der Popokatepetl es selbst ist (Fig. 2). Die Böschungswinkel sind gegen Süden, Osten und Westen etwa die gleichen. Es könnte darum der Südgipfel sehr wohl für ein selbständiges Eruptionszentrum gelten, da die Lavabänke allseitig von hier abfallen. Gegen Norden hin ist nun alles anders; da verbindet ein langes, nicht eben breites Gletscherfeld die Sonneschmidt-Spitze mit dem Hauptgipfel. Dementsprechend stellt sich die Profillinie, von Osten oder Westen

---

[1]) E. Boese und E. Ordonnez: Der Ixtaccihuatl. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereines 1901, S. 148.

[2]) Friedrich Sonneschmidt war ein deutscher Bergmann, der 1770 den Versuch machte, die Ixtaccihuatl zu ersteigen. Nach Boeses Dafürhalten erreichte er nur den Südgipfel (a. a. O.).

gesehen, als die einer auf dem Rücken liegenden Frau dar. Die isolierte Stellung des Nordgipfels fällt besonders ins Auge. Die Cabezza übernimmt im Norden des Gebirges die Rolle des Cerro

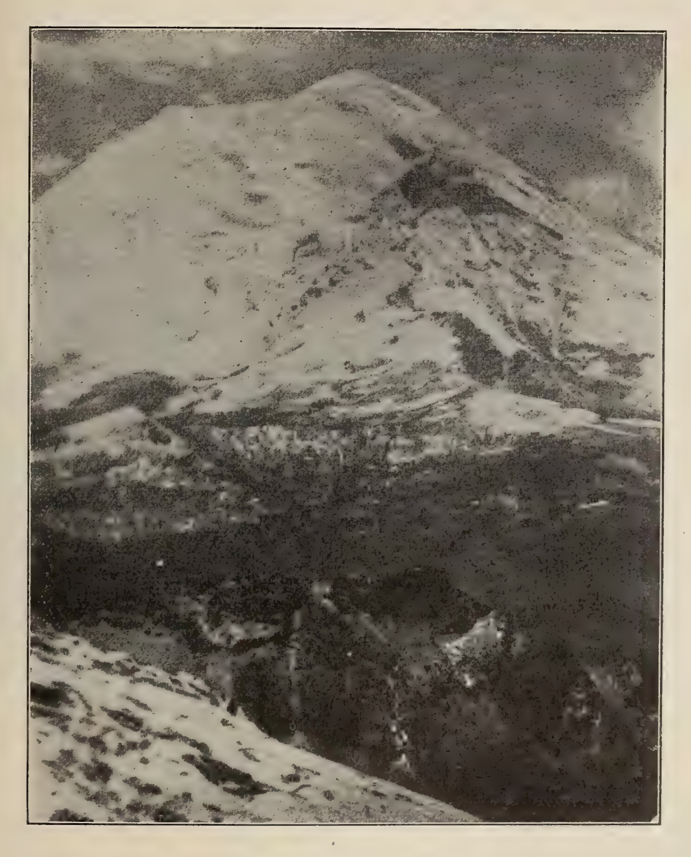


Fig. 2.
Popokatepetl mit Krater, vom Südgipfel der Ixtaccihuatl. Rechts am Abhang des Popokatepetl der Pico del Fraile, der in einen Kartrog steil abfällt. Im Vordergrund der Cerro Gordo.
Aufnahme nach Schneefall mit Teleskop-Kamera.

Gordo im Süden. Sie besteht wie jener aus südfallenden, so hier aus nordfallenden Lavabänken, die schon in beträchtlicher Entfernung vom Eruptionszentrum erstarrt sein müssen. Der Krater des Hauptgipfels dürfte als zugehöriges Zentrum gelten.

Die Annahme zweier Ausbruchstellen dürfte vielleicht ausreichen, um die langgestreckte Form des Berges zu erklären[1]). Ob zwischen dem südlichsten und nördlichsten Herd noch ein dritter wie am Chimborasso sich einschaltete, bleibt genauerer Untersuchung vorbehalten. — Als der südliche Vulkangipfel Ströme und grobe Brockentuffe lieferte, mußte die Erosion auf der Westseite des Rückens schon weit vorgeschritten sein. Denn die Agglomerate ziehen sich in tiefe Talkessel hinab, deren Wände selbst wieder aus älteren Andesiten und Daciten sich aufbauen[2]) und der nachfolgenden Vereisung als Sammeltröge

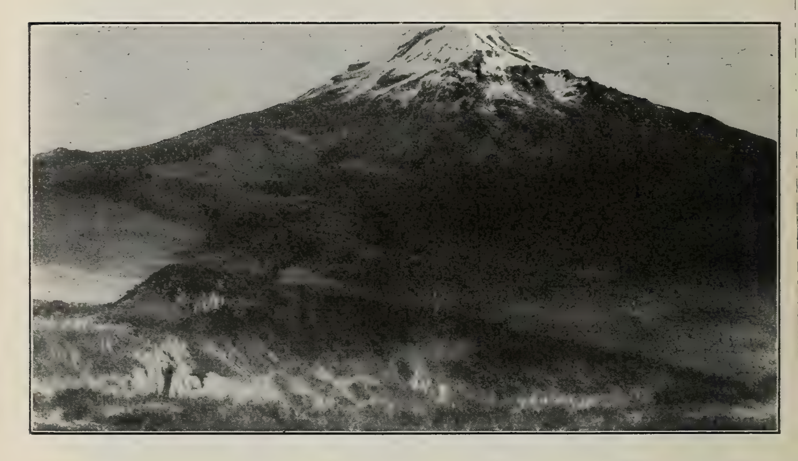


Fig. 3.
Ixtaccihuatl. vom Popokatepetl gesehen (oberhalb La Cruce). Im Vordergrund der sog. Volcano de Cortes. Das Plateau wird vom Rio de Gallinas in nordsüdlicher Richtung durchströmt.

für die Firnmassen gedient haben. Fig. 5 in DANNENBERG: „Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos" gewährt einen Blick in die eiszeitlichen Kare am Südwestfuße der Ixtaccihuatl. Ihre ausgesprochene U-Form, ihre steilen Wände, die flachen Böden und die scharfen Trennungsgrate, welche als Rippen zwischen den Eismassen hervorragten, lassen die Wirkung des glazialen Gletschereises deutlich erkennen. Besonders lehrreich ist ein wenig vertieftes, heute eisfreies Kar am Südfuße des Cerro Gordo, auf der Südseite der Ixtaccihuatl.

[1]) Vergl. Fig. 5.
[2]) Vergl. Fig. 5.

Es stellt die Verbindung zu den Weideflächen her, die bis nach Tlamakas sich erstrecken.

Die Gletschererosion am Südfuße des Cerro Gordo wird durch Fig. 4 veranschaulicht. Hier sehen wir den Vorgrund von sanft gewelltem Weideland gebildet, das die Weichheit seiner Formen, bedingt durch den tuffösen Untergrund, mit der Seiseralp in Südtirol gemeinsam hat. Dahinter leuchten die Schneefelder der Ixtaccihuatl über den schattenlosen Wänden des Cerro Gordo. Zur Linken liegen die Abstürze gegen die



Fig. 4.
Ixtaccihuatl (links) und Cerro Gordo (rechts), von Süden gesehen. Die Mulde im Vordergrund ist ein altes Gletscherbecken, an dessen rechtem Gehänge ich Gletscherschliffe entdeckte.

westlichen Kartröge. Die Weidelandschaft wird von einem Tal durchzogen, das, wie besonders in Fig. 3 zu ersehen ist, sein Wasser nach der Seite von Puebla entsendet. Der Bach, welcher das Tal durchströmt, heißt Rio Gallinas. Seinen Ursprung nimmt er unter den Felshängen des Cerro Gordo und ist auf die spärlichen Niederschläge zurückzuführen, die das durchlässige Lavagestein durchsickern. Seine sehr niedrige Temperatur ist auf eine weitgehende Verdunstung auf Klüften des Gesteins mit Wahrscheinlichkeit zurückzuführen. Das Wasser der Quelle hat einen ausgesprochenen Geschmack nach Bittererde,

was bei dem hohen Mg-Gehalt der Andesit-Laven nicht zu verwundern ist. Das zirkusartig, von Felskulissen umschlossene, obere Talende ist als ein eiszeitliches Gletscherbecken aufzufassen. Der moorige Grund seines vom Eise heute freien Bodens erinnert an alpine Hochmoore. Rundhöcker erscheinen unter einer Decke von Riedgräsern („Sekate"). Talriegel bilden deutliche Schwellen, in die der Bach sich einzuschneiden beginnt. Unzweifelhafte Spuren von alter Gletscherwirkung



Fig. 5.
Ixtaccihuatl von Süden.
Der Hauptgipfel liegt in der Richtung des vertikalen Pfeiles.
Der horizontale Pfeil deutet auf das Vorkommen von Dacit.

erkannte ich an einer oben näher zu bezeichnenden Stelle etwa eine halbe Wegstunde unterhalb des kartrogähnlichen Talabschlusses. Die in der Talrichtung verlaufenden Gletscherschliffe ließen an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig, und ich versäumte nicht, sie photographisch aufzunehmen. Leider stellte es sich beim Entwickeln der Platten heraus, daß meine beiden indianischen Träger, denen ich meinen Apparat zum Tragen überlassen mußte, in meiner Abwesenheit die Kassetten geöffnet hatten, um das eigene Porträt zu sehen, das mir als

Maßstab dienen sollte; so kam es, daß von meinen eigenen Aufnahmen an der Ixtaccihuatl nichts mehr vorhanden ist. Die Abbildungen 2—6 wurden mit Ausnahme von 3 (Waite Photo), nach Aufnahmen des Herrn Ingenieurs GILCHRIST in Philadelphia reproduziert, der einige Wochen nach uns diese Gegend aufsuchte, um gleichfalls die Ixtaccihuatl von Süden her in Angriff zu nehmen. Die geschrammten Felsen befanden sich in etwa 20—30 m Höhe über dem Talboden und ließen einen recht bedeutenden Eisstrom vermuten. Von alten Moränen



Fig. 6.
Cerro Gordo von Westen.
Blick in das Kesseltal von Apotlaco. Links stehen westfallende, rechts südfallende Andesitbänke an. Alter Gletschertrog.

konnte ich keine Spur mehr erkennen. Sie waren der Abtragung zum Opfer gefallen, welche jedoch die Rundhöcker und die Schrammen an der ziemlich steilen Talwand geschont hatte. In ihrem Fehlen sehe ich kein Hindernis für die Richtigkeit meiner Erklärung der Schliffe als glazialer Schrammen. Auch in den tieferen Partien der westlichen Gletscher der Ixtaccihuatl habe ich auf den hier stark verwitterten Rundhöckern nirgends mehr Moränen erblicken können, obwohl auch hier die alten (eiszeitlichen) Glazialspuren bis

in die Waldregion hinabreichen. Die Moränen der Ixtaccihuatl-Gletscher sind überhaupt nicht sehr bedeutend, und so konnten ihre diluvialen Vorläufer leicht der Zerstörung anheimfallen. Frische Moränen einer jungen Rückzugs-Phase sind schon mehrfach Gegenstand der Beschreibung und Darstellung geworden, so besonders durch BOESE und ORDONNEZ (a. a. O., Fig. 4 und 5), durch O. C. FARRINGTON (Observations on Popokatepetl and Ixtaccihual. Field Columbia Museum Vol I, No. 2, Pl. XVII), zuletzt durch A. DANNENBERG (a. a. O., Fig. 7). Wenn man die Ixtaccihuatl von Süden her überschreitet, so kommt man auf der Ostseite wie auf der West-Flanke während des Aufstieges an den unten erwähnten Hochkaren vorbei, die z. T. schon FELIX und LENK, wenigstens in ihren unteren Partien, aufgefallen zu sein scheinen, denn obwohl sie nirgends in ihrem großen Werke über Mexiko auf alte Gletscherwirkung in der Sierra Nevada zu sprechen kommen, scheinen sie dort unwillkürlich auf glaziale Oberflächenformen im Ixtaccihuatlgebiet aufmerksam geworden zu sein. So sprechen sie auf Seite 53 (a. a. O.) vom „interessanten Kesseltal von Apatlaco am Fuß des südlichsten Ixtaccihuatl-Gipfels“ (siehe Fig. 6). Nach Norden hin reihen sich weitere Kare an, die mit Annäherung zum Hauptgipfel immer mächtigere Eismassen beherbergen, bis sie sich zu kontinuierlichen Eisfeldern zusammenschließen. Aus dem Gipfeleis ragen nur wenige Felskuppen wie der Heilprin peak, der Pico del Mediodia etc. als Nunataks hervor.

Obwohl die absoluten Höhen des Popokatepetl und der Ixtaccihuatl nicht sehr voneinander abweichen, — der Popokatepetl erhebt sich bis zu ca. 5500 m und die Ixtaccihuatl zu 5286 — so bestehen doch wesentliche Unterschiede im Grade der Vereisung. Der Popokatepetl trägt nur spaltenfreie Firnfelder[1]), die Ixtaccihuatl trotz ihrer geringeren Höhe ausgesprochene Hängegletscher. Den Grund zu dieser Verschiedenheit sehe ich in der verschiedenartigen Form beider Berge. Der einfache Vulkankegel des Popokatepetl ist an Masse zu klein, um den aus der Terra caliente und der Terra templada aufsteigenden feuchten Winden Regen oder Schnee in bedeutenden Mengen zu entreißen, während die langgestreckte Mauer der Ixtaccihuatl den Regenwolken kein Ausweichen erlaubt. Zur Diluvialzeit, als

[1]) Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. PREISWERK in Basel beobachtete er bei einer gelungenen Besteigung des höchsten Popokatepetlgipfels das Auftreten einer Randkluft, was auf kompaktes Gletschereis schließen läßt.

ein Süßwassersee das Valle de Mexico erfüllte, an dessen Ufern große Grasfresser und Sumpfbewohner weideten, waren wohl auch die atmosphärischen Niederschläge in der Sierra Nevada reichlicher als heute. Die Schneegrenze in der Sierra Nevada gibt DANNENBERG (a. a. O.) zu 4600 m an. Die eiszeitliche Schneegrenze muß eine dem tiefen Hinabreichen des diluvialen Rio Gallinas-Gletschers entsprechend tiefe gewesen sein. In schematischer Weise habe ich im Pausdeckblatt zu Fig. 1 die quartäre Schneegrenze (wohl der letzten Eiszeit) eingezeichnet unter der von DANNENBERG entworfenen rezenten. Unter den Abhängen des Pico del Fraile scheint sich, nach der Fig. 2 zu schließen, gleichfalls ein Gletscher angesiedelt zu haben. Der über 4000 m hoch gelegene Felskessel war der Entfaltung eines diluvialen Gletschers durchaus günstig, wennschon ich keine diesbezüglichen Beobachtungen anstellen konnte. Ich habe darum in Fig. 1 die eiszeitliche Schneegrenze mit punktierter Linie angedeutet, da wo sich diese auf die Ostseite des Berges projiziert. Die mir „karverdächtige“ Stelle habe ich durch ein punktiertes x mit ? kenntlich gemacht. Es ist dies die Felsschlucht am Nordwest-Abhange der Pico del Fraile. Das Fehlen von Karen am eigentlichen Aufschüttungskegel des Popokatepetl scheint mir ein gewichtiges Argument für das postglaziale Alter dieses Vulkans zu sein.

Von FARRINGTON wird die Firngrenze der Sierra Nevada etwa in 15500 Fuß, d. h. in etwas über 5000 m Höhe (a. a. O., Plate XVIII), eingezeichnet. Die eiszeitliche Firngrenze lag etwa 1000 m tiefer, am Südfuße des Cerro Gordo bei ca. 12500′, d. h. bei etwa 4000 m. Die Felsen, welche Schrammen in der Talrichtung zeigten, liegen am rechten Gehänge zwischen den Punkten 12490 und 13580, wenig nördlich vom Paßweg nach Puebla. Durch diese Feststellung ist sowohl die gänzliche Negation diluvialer Gletscher durch E. BOESE als auch deren Übertreibung im bejahenden Sinne durch PACKARD[1]) widerlegt. Nach diesem Autor war das ganze Hochland von Anahuak bis in 1000 Fuß Höhe über den Depressionen mit Eis überschwemmt. Diese Hypothese wurde immer skeptisch aufgenommen. Sie darf heute als unhaltbar gelten.

Die einstmalige große Vergletscherung der Sierra Nevada ist aller Wahrscheinlichkeit nach in die Quartärzeit zurückzuverlegen. Wir schliessen dies aus dem Fehlen von Glazial-

[1]) American Naturalist, February 1886. Die Arbeit ist mir nur im Auszug aus FARRINGTON (a. a. O. S. 118—119) bekannt.

ablagerungen (Moränen) in den mit Sicherheit vergletschert gewesenen Gebieten, dem teilweise wieder durch jüngere Erosion verwischten Glazialrelief.

Das diluviale Alter gewisser fluviatiler und limnischer Ablagerungen im Valle de Mexico und der übrigen Teile der Mesa central ergibt sich, wie schon FELIX und LENK betont haben[1]), ausschließlich aus dem Vorkommen diluvialer Säuger, so besonders bei Zumpango [Einschnitt von Tequix quiac.], Los Reyes[2]) [zwischen Mexiko und Tehuacan], bei Toluca[3]), NW von Tlaxcala[4]), im Valle de Oaxaca [Hacienda de Guadalupe, Alluvionen des Jalatlaco und Barranca bei einem Dorfe namens San Pablo Etla][5]) u. s. f. Ein Teil dieser Ablagerungen dürfte indessen ins Oberpliocän bzw. ins älteste Quartär zu stellen sein, da durchaus altertümliche Typen, wie *Hyaenognathus*, *Aphelops* usw., darin auftreten[6]).

Bezüglich der jüngsten Ablagerungen im Valle de Mexico verdient festgestellt zu werden, daß die Alluvialbildungen des Hochtals von Mexiko sich in vier Gruppen scheiden:

1. vulkanische,
2. fluviatile,
3. limnische,
4. äolische Bildungen.

Die erstgenannte Gruppe wurde unten erörtert, und das wenige, was zu den Berichten früherer Beobachter hinzugefügt werden konnte, wurde bereits gesagt.

Die fluviatilen Bildungen wurden schon von BURKHART[7]) als Geröllmassen gekennzeichnet, die in den Mündungsdeltas des diluvialen Süßwassersees zur Ablagerung gelangten. Von besonderem Interesse sind die Erosionsterrassen bei San Angel, die sich in mehrere Stufen gliedern lassen. Sie scheinen in

---

[1]) FELIX und LENK: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko, I. Teil, S. 84.

[2]) Livret Guide du Xième Congrès géologique au Mexique 1906. IV. De Mexico à Tehuacán par J. G. AGUILERA.

[3]) Livret Guide du Xième Congrès géologique international au Mexique. VIII. De Mexique à Patzcuaro et Uruapam, S. 7, par E. ORDONNEZ.

[4]) Livret Guide du Xième Congrès géologique international au Mexique 1906. I. De Mexico à Jalapa, S. 5, par E. ORDONNEZ.

[5]) C. CONZATTI: Los Yacimientos fosiliferos del Valle de Oaxaca. Mem. y Rev. de la Sociedad Cientifica „Antonio Alzate“, Tomo 26, Nr. 10, S. 353—358. Tafel XV zeigt die ersten Megatherium-Knochen aus Mexiko.

[6]) Ich bin zurzeit mit der monographischen Bearbeitung der fossilen Säugetiere Mexikos beschäftigt.

[7]) J. BURKHART: Die Quaternärschichten des Beckens oder Hochtals von Mexiko. N. Jahrb. Min. 1868, S. 513.

die verfestigten Bimssteintuffe (Tepetate) eingeschnitten, die namentlich in der Richtung gegen Sante Fé die Vorhügel bilden. Die höchste dieser Terrassen dürfte schätzungsweise 50 m über dem Spiegel des Baches liegen.

In weit höherem Niveau finden sich alte, wohl sicher diluviale Geröllablagerungen in dem Tal, das vom Ajusco nach Contreras und von da gegen San Angel sich wendet. Hier stehen in einer Höhe von ca. 100 m über dem Tal am Gehänge festgepackte, richtungslos struierte Blockmassen von sehr wechselnder Größe der Gerölle an.

Als Zwischenmittel tritt ein scharfer Sand auf, der aus Hornblende und Feldspatfragmenten nebst solchen der Grundmasse eines andesitischen Gesteins besteht. Die Gerölle, als deren Detritus der feine Sand aufzufassen ist, haben rötliche bis grünlichgraue Farbe. Betrachtet man genau ihre Oberfläche, so erkennt man mehrere cm lange Kritzen auf denselben, zumal nahe der Unterlage, die aus festem Fels besteht. Dieser hat eine löcherig unebene Beschaffenheit und ist fest mit der steinharten Geröllmasse verzahnt, so daß es schwierig ist, seine Oberfläche freizulegen. Schrammen, wie sie von Grundmoränen hervorgebracht werden, habe ich auf dem Felsuntergrund nicht beobachtet. Das Ganze erinnerte mich stark an eine Moräne, und ich hätte nicht an der Richtigkeit dieser Deutung gezweifelt, wenn ich die Sohle der Ablagerung von Schrammen bedeckt gefunden hätte, zumal da deutliche Kritzen auf den Oberflächen mancher Andesitgeschiebe zu erkennen waren.

Die Entstehung einer Ablagerung wie die geschilderte konnte ich in Mitla im Staate Oaxaca wenige Monate später beobachten. Da zeigte sich nach einem wolkenbruchartigen Gewitterregen, der plötzlich in den Bergen niedergegangen war, das Bachbett prachtvoll geschrammt, von parallelen Kritzen ganz bedeckt. Hier wirkten Rollstücke von Rhyolith auf einen Rhyolithboden. Besonders die scharfen Dihexaeder von Quarz übten diese Wirkung aus. Da spätere Beobachter vielleicht jenes Konglomerat auf der linken Talseite zwischen Contreras und der elektrischen Kraftanlage wiederfinden und über seine Entstehung im Zweifel sein könnten, so sind vielleicht diese Angaben nicht nutzlos.

Die Schlucht von Contreras wäre demnach als ein reines Erosionstal aufzufassen, an dessen Bildung Gletscherströme keinen Anteil hatten. Da der Ajusco eine Höhe von 4000 m erreicht, so ist es nicht ausgeschlossen, daß er zur Diluvialzeit Firnfelder besaß.

Betreffs der limnischen Bildungen äußert sich BURKHART folgendermaßen:

„Die das Hochtal von Mexiko einschließenden Gebirge bestehen nur aus massigen Felsarten usw. . . . Dagegen zeigen sich am Fuße dieser Gebirge und in der Talebene des ausgebreiteten Seebeckens geschichtete Süßwassertuffe, welche hoch über das jetzige Niveau der Seen emporragen, jedoch an vielen Stellen von den massigen und vulkanischen Felsgesteinen durchbrochen werden.“ (S. 518.)

Die „Süßwassertuffe“ sind die Träger einer reichen Diatomeen- (EHRENBERG) und Säugetierfauna (COPE). Sie würden besser als Mergel bezeichnet. Ihre Entstehung ist teils auf Einschwemmung feinsten Detritus, besonders aber auf Einwehung zurückzuführen. Hierdurch steigt der Seespiegel im Laufe der Zeit an, wie BURKHART (a. a. O.) ausgeführt hat. In der Postquartärzeit nahm jedoch die Trockenheit des Klimas in so hohem Grade zu, daß die Eindampfung die Zufuhr überwog, und ein Salzsee aus dem Süßwasserbecken des Lago de Texkoko sich bildete. Ein ähnliches Schicksal ist vielleicht auch dem Lago de Chalko noch einmal beschieden.

Der Lago de Xochimilko ist ein schönes Beispiel für Vertorfung ganzer Quadratmeilen ehemaligen Wasserspiegels. Eine Torfschicht in 61,17 m wird von FELIX und LENK (Beiträge usw., I. Teil, S. 83) angeführt; Petroleum erwähnt BURKHART (a. a. O. S. 538—539) in einigen Brunnen von Guadalupe.

Von ganz besonderem Interesse sind die Oolithkörner und Oolithbänke (etwa 1 Fuß über dem Wasserstande des Sees im Oktober 1906, an den Ufern des Texkoko), die ich unweit Guadalupe in der Nähe der Salzpfannen zu beobachten Gelegenheit hatte. Über ihre Entstehung hat VIRLET D'AOUST[1]) geschrieben, indem er sie für inkrustierte Insekteneier erklärte und mit den jurassischen Oolithen verglich. Vielmehr ist jedoch die Art ihres Vorkommens mit den Rogensteinhorizonten des mitteldeutschen Buntsandsteins zu vergleichen[2]). Ohne an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, treten plötzlich Oolithbänke in gewisser horizontaler und vertikaler Ausdehnung

---

[1]) Bulletin de la Soc. géologique de France, Série II, XV, S. 201 u. 202 und: Comptes rendus **45**, 1857, 2, S. 865—868.

[2]) K. TH. LIEBE: Übersicht über den Schichtenbau Ostthüringens. Abh. zur geolog. Spezialkarte von Preußen. Bd. V, H. 4, S. 60 u. 61. K. KOLESCH: Über die Grenze zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. Jahrb. d. Kgl. preuß. Geolog. Landesanstalt 1908. Bd. XXIX, I, H. 3, S. 597—598.

auf, die ebenso plötzlich durch fluviatile und äolische Verschüttung verschwinden wie die Lagunen auf den Hochsteppen und Wüsten Mexikos (Bolson de Mapimi). Für die Bildungsweise unseres Buntsandsteins ist die Oolithbildung in den seichten und salzigen Lagunen Mexikos von der größten Bedeutung. Die sekundäre Verfestigung ist wohl hier wie bei den „Süßwassertuffen" auf die Bildung von Kalk- und Magnesiasalzen[1]) nach der Trockenlegung zurückzuführen.

Die rasche Verdunstung, vielleicht verbunden mit großer Angreifbarkeit gegen lösende Agenzien infolge großer Feinheit des Korns, führt zu einer Verhärtung der Mergel und der klastischen Sedimente. Inwieweit Steppenkalküberzüge und Trockenriß-Infiltrationen auch für das deutsche Oberrotliegende in Betracht kommen, bleibt zu untersuchen. Bei dolomitischer Beimengung hätten wir ein ganz ähnliches Bild, wie es z. B. die Rotliegendschichten[2]) des Heidelberger Schloßgartens bieten.

Die äolischen Bildungen im Valle de Mexiko wurden von VIRLET D'AOUST[3]) behandelt. Ich habe nur weniges zuzufügen.

Einmal beobachtete ich bei Takubaya in einer Barranca eine etwa 5 malige Wechsellagerung feiner Sandschichten von etwa 1 m Mächtigkeit, die nach oben jeweils in eine schwarz gefärbte Lage, einen alten Vegetationsboden, übergingen. Darauf wurde dieser wieder neu verweht, und es folgte wieder die humose Zone. Das ganze Profil dürfte 8 m umfaßt haben.

Die Beweglichkeit der Flugsande, besonders in der Ebene von Ameka, wurde mir durch die tiefe (1—2 m) Verschüttung bzw. Überwehung einer aztekischen Kulturschicht mit bezeichnenden Götzen, Mahlsteinen, Obsidianmessern etc. deutlich.

Die Sandschichten lagerten an schwärzlichen Tuffen, in denen mir ein bedeutender Olivingehalt auffiel. Die betreffende

---

[1]) Dolomitbildung aus Aragonit durch Einwirkung von Mg SO_4 in heißer konz. Na Cl-Lösung beschreibt C. KLEMENT in TSCHERMAKS Min. u. Petrogr. Mitt. XIV, 1895, S. 526. Die Reaktion geht nach CORNU auch in der Kälte vor sich (Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen No. 49, Bd. 55, 1907, S. 5).

[2]) Rotgefärbte Konglomerate ganz von der Farbe unseres Buntsandsteins kommen im mexikanischen Quartär bei St. Luis, mit Säugetieren und im Tertiär (?) bei Tomellin vor, nördlich des berühmten Cannons.

[3]) Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe au Mexique, et sur le phénomène des trombes de poussière auquel il doit principalement son origine. Soc. geol., 2e Série, XV, S. 121—136.

Stelle befindet sich im Garten des Hotels Popo-Park am Fuße des Popokatepetls, und die Tuffe sind zu den jüngsten Auswurfmassen dieses Vulkans zu stellen.

Vom genannten Punkt aus unternahm ich Streifzüge in die nähere und fernere Umgegend. In der Richtung gegen den Vulkan von Cullucan, aus dessen Tuffen ich unten Dioriteinschlüsse erwähnte, sammelte ich ein prächtiges Facettengeschiebe, als beredtes Zeugnis für die intensive Windwirkung im Flugsandgebiet[1]).

Typischen gelben Löß in gegen 30 m hohen Wänden trifft man in größerer Höhenlage in der Barranca von San Juan auf dem Wege gegen die Cannada, wenn man zum Popokatepetl emporsteigt. Knochen von Equus und Elephas haben sich im Löß anderer mexikanischer Vorkommen gefunden. Sie werden im Instituto Geologico in Mexiko aufbewahrt.

---

28. Über marines Interglazial in der Umgebung von Reykjavik, Island.[2])

Von Herrn Helgi Pjeturss.

(Mit 7 Textfiguren.)

Reykjavik, 30. März 1909.

Seit 1840 wird die Lokalität Fossvogur in der Nähe von Reykjavik in der geologischen Literatur über Island öfters erwähnt. Im genannten Jahre wurde das schalenführende Gestein daselbst vom Geologen der Gaimardschen Expedition, E. Robert[3]), beschrieben, und später ist die Stelle wiederholt besucht und beschrieben worden, so von Th. Kjerulf[4]),

---

[1]) Winderosion an den Felsen von La Cruz am Popokatepetl beschreiben Felix und Lenk (Beiträge I, S. 24). Ich beobachtete sie auch an den Südhängen der Ixtaccihuatl. Prächtige Hufeisendünen scharen sich um die Nordflanke des Popokatepetl nahe der Waldgrenze.

[2]) Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 3. Mai 1908. Diese Zeitschrift **60**, 1908, Monatsber. 5.

[3]) Gaimard: Voyage en Islande etc.; Minéralogie et Géologie par E. Robert, 1re Partie, Paris 1840, S. 29—32.

[4]) Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. Nyt Magazin for Naturvidenskab. VII, Kria 1853, S. 5—6.

G. G. WINKLER[1]), C. W. PAIJKULL[2]), K. KEILHACK[3]) und TH. THORODDSEN[4]), welcher letztgenannte das Vorkommen mehrmals besprochen hat.

1904 wurde zuerst zu zeigen versucht, daß die Ablagerungen von Fossvogur nicht postglazialen Alters sein können[5]), wie man bis dahin ausnahmslos angenommen hatte, insofern von einer Altersbestimmung mit Bezug auf die Eiszeit die Rede sein konnte (dies war aber bei ROBERT und WINKLER nicht der Fall).

1905 gibt K. SCHNEIDER aus Prag in einem kurzen Aufsatze ein Profil der Fossvogablagerungen[6]). Dr. SCHNEIDER, dem ich diese Lokalität zu zeigen das Vergnügen hatte, verzeichnet über dem schalenführenden Gestein Moräne und mit einigem Zweifel „Jökulhlaupsediment". (Die Gleichstellung des Fossvogprofiles mit einem „Profil aus dem Diluvium bei Akureyri" ist ziemlich sicher unrichtig, indem die betreffenden, klimatische Oszillationen anzeigenden Ablagerungen von Akureyri erst am Ausgange der letzten Eiszeit entstanden zu sein scheinen.)

Von den älteren Verfassern wird das Kliff von Fossvogur als aus Tuff, Konglomerat und Breccie aufgebaut geschildert.

---

[1]) WINKLER: Island, der Bau seiner Gebirge usw. München 1863, S. 96–99, 211 und 288.

[2]) PAIJKULL: Bidrag till Kännedomen om Islands Bergsbyggnad. Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. VII, Nr. 1, S. 48. Stockholm 1867.

[3]) KEILHACK: Über postglaziale Meeresablagerungen in Island. Diese Zeitschr. **36**, 1884, S. 146.

[4]) THORODDSEN: Postglaziale marine Aflejringer, Kystterrasser og Strandlinjer i Island. Geograph. Tidsskr. XI, Köbenhavn 1892, S. 5—6 (d. Sonderabdr.). Derselbe: Geograph. og geolog. Undersög. ved den sydlige Del af Faxebugten. Geogr. Tidsskr. XVII, 1903, S. 1—2 (des Sonderabdr.). Ders.: Andvari, Reykjavik 1904, S. 47—48. Ders.: Island, Grundriß der Geographie und Geologie. Ergänzungsh. 152 u. 153 zu PETERMANNS Mitteil., Gotha 1906, S. 100.

Meine unten erwähnte, 1904 veröffentlichte, Isländisch geschriebene vorläufige Mitteilung über die Fossvogbildungen wird in dem letztgenannten Werke THORODDSENS nicht erwähnt; auch nicht die kurze Erörterung in meiner Dissertation „Om Islands Geologi", Kopenhagen 1905. Das Fossvogvorkommen gilt THORODDSEN 1906 noch immer als postglazial, was um so mehr auffällt, als das genannte Werk sonst vielfach durch meine Untersuchungen beeinflußt worden ist. Ein schönes Beispiel bietet der Passus über Vulkanruinen der Breccienformation; Island usw., S. 210.

[5]) HELGI PJETURSS: Athugasemd um jardlög i Fossvogi og vidar i nágrenni vid Reykjavik. Zeitschrift der Isländischen literarischen Gesellschaft, Reykjavik 1904, S. 49—57.

[6]) K. SCHNEIDER: Einige Ergebnisse einer Studienreise nach Island im Sommer 1905. Sitzungsber. d. D. naturw.-med. Vereins f. Böhmen, „Lotos" 1905, S. 4—5 des Sonderabdr.

Eine Gesteinsprobe aus der Sammlung TH. KJERULFS wurde von A. PENCK petrographisch untersucht und folgendermaßen beschrieben: „Auch dies Gestein besteht vorzüglich aus porösen, randlich mehr oder minder angegriffenen Sideromelankörnern, welche Plagioklas-Leisten und -Lamellen sowie Olivinkryställchen in sich beherbergen. Daneben finden sich in nicht unbeträchtlicher Anzahl Splitter größerer Plagioklas- und Olivinkrystalle, ferner Bruchstücke basaltischer Gesteine, weshalb es



Fig. 1.
Fossvogur. Moräne (*m*) über Tonstein (*t*).

nicht Wunder nehmen kann, daß dieser Tuff einen in Säuren unlöslichen Rückstand von 31,05 Proz. aufweist.“ [1])

---

[1]) PENCK: Über Palagonit- und Basalttuffe. Diese Zeitschr. XXX, 1879, S. 515. Es ist ein eigentümlicher Zufall, daß man diese einzige bisher veröffentlichte petrographische Untersuchung eines Gesteins aus dem älteren Quartär Islands dem später so hervorragenden Eiszeitforscher verdankt. Wünschenswert wären weitere petrographische Untersuchungen der altquartären Sedimentärgesteine Islands, die bisweilen bis zur Unkenntlichkeit verändert sind; an dem so prachtvollen Durchschnitte eines quartären Vulkanschlotes im Ketakliff, Skagi, Nord-Island, z. B. kann man, wie es scheint, durch viele Zwischenstufen verfolgen, wie Grundmoräne zu Basalt umgeschmolzen worden ist.

Der Aufbau des Fossvogkliffes ist in groben Zügen wie folgt:

1. Zuunterst liegt grauer, eisgeschliffener Dolerit. Darauf ruht stellenweise

2. „Konglomerat“ (Grundmoräne, ähnlich wie die später zu besprechende obere Moräne).

3. Bisweilen auf dem Konglomerat (2.), öfter aber — soweit das Liegende zu sehen ist — direkt auf dem geschliffenen



Fig. 2.
Fossvogur. Moräne über stark gestörtem Tonstein; westlicher Teil des Kliffs.

Dolerit, liegt ein graues bis graublaues, geschichtetes, schalenführendes Gestein, das eher die Bezeichnung Tonstein als Tuff zu verdienen scheint, wie schon in einer Bemerkung KJERULFs angedeutet wurde („enkelte skikter [i Fossvogur] ganske leerartede“, KJERULF: a. a. O. S. 6). Schwarze vulkanische Glaspartikeln sieht man jedoch in diesem Gestein wie übrigens auch, und anscheinend häufiger, im Bindemittel des überlagernden „Konglomerates“. Der Tonstein ist im östlichsten Teile des Kliffes bei ziemlich ungestörter Lagerung am schönsten entwickelt und erlangt eine Mächtigkeit von

3—4 m. Weiter gegen Westen — wo sich auch die linsenförmigen Einlagerungen eines braunen, grandigen Sandsteines einstellen — zeigt der Tonstein die verschiedensten Verbiegungen und Störungen, ist auch teilweise zu einer aus größeren und kleineren scharfkantigen Blöcken bestehenden Breccie zersplittert.

4. Diese Breccie, die wohl als eine Lokalmoräne zu betrachten ist und nur auf kleineren Strecken auftritt, wird von

5. „Konglomerat" überlagert; in reichlichem dunkelgrauen bis braunen Bindemittel sind zumeist kantengerundete Blöcke von Dolerit, Basalt und harter älterer Moräne gebettet; schön geschrammte Blöcke sind nicht selten. Dies Gestein scheint ganz unzweifelhaft als Grundmoräne aufzufassen zu sein, und es ist ganz von der Art der alten Moränen, die in der quartären Basaltformation Islands so weit verbreitet sind und bis vor wenigen Jahren als „Palagonitbreccien" gedeutet wurden[1]). Man hat ja auch von Palagonit in Fossvogur gesprochen.

An einer Stelle hat die Moräne den liegenden Tonstein ganz verdrängt und macht allein das hier allerdings sehr niedrige Kliff aus.

Ob die von Penck untersuchte Probe dem Bindemittel der Moräne oder dem Tonstein entstammte, ist nicht bekannt.

Die oben erwähnten Sandsteinlinsen im Tonstein sind nicht unwahrscheinlich auf das Hineinströmen sandbeladenen Schmelzwassers in kleine Hohlräume, welche während der Aufbiegung der Tonschichten durch Gletscherdruck entstanden, zurückzuführen. Jedenfalls scheint die Ablagerung dieser Sandlinsen erst nach der Bildung des Tonsteines vor sich gegangen zu sein.

Was in Fossvogur vorliegt, ist also nicht Palagonit-Tuff und -Breccie und aus Strandgeröllen hervorgegangenes Konglomerat, sondern Grundmoräne, erhärtet und verändert (unter und) über gleichfalls verändertem und wahrscheinlich teilweise mit kleinsten vulkanischen Auswürflingen (Asche) vermischtem Ton. Die Glaspartikeln der Moränen scheinen doch eher aus der Zermalmung von Pechstein oder Obsidian hervorgegangen zu sein; man denkt dabei daran, wie ganze Doleritdecken von den Gletschern weggeschliffen worden sind, und wie auf der

---

[1]) Vergl. The glacial Palagonite-Formation of Iceland. Scottish geograph. Magazine, Edinburgh 1900, S. 265—93. Ferner: Das Pleistocän Islands usw. Zentralbl. f. Min., Stuttgart 1905.

Unterseite der Doleritströme von Reykjavik bisweilen schwarze glasige Krusten zu beobachten sind.

Der Druck, dem der Fossvogtonstein ausgesetzt wurde, zeigt sich nicht nur in den Verbiegungen und Schichtenstörungen, welche bis zur Zerquetschung und Breccienbildung gehen können, sondern auch darin, daß das Gestein von unregelmäßigen Sprüngen in jeder Richtung durchzogen ist. Die

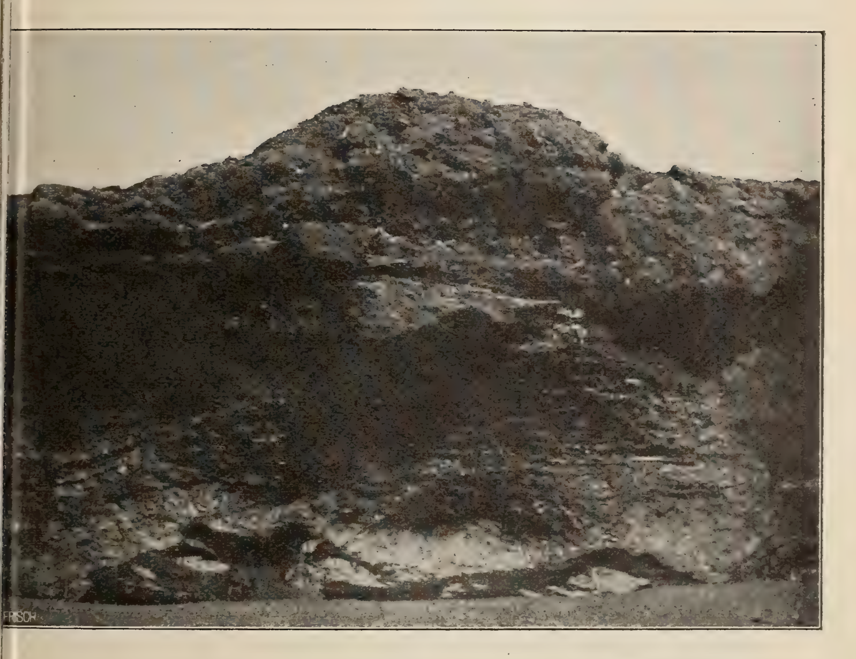


Fig. 3.
Fossvogur. Moräne über Tonstein.

von allen früheren Beobachtern erwähnte, stellenweise auftretende säulenförmige Zerklüftung des Tonsteines ist dagegen wohl wahrscheinlich auf Wärmewirkung zurückzuführen und in Verbindung mit jetzt wegerodierten Doleritdecken zu setzen. (Vgl. über das Ellidavogvorkommen unten.) Außerdem ist noch der Tonstein wie auch sein Liegendes von einem senkrechten Zerklüftungssysteme durchsetzt, welches der Zerstörung des Kliffes durch die Arbeit des Meeres sehr förderlich ist. Da nun zugleich der Tonstein oft von basaltartiger Härte ist,

stellen sich dem Einsammeln von gut erhaltenen organischen Resten einige Schwierigkeiten entgegen.

Dünne Kalkspatadern durchsetzen das Gestein nicht selten, und in Hohlräumen von Mollusken finden sich bisweilen kleine, aufgewachsene Kalkspatkrystalle.

Folgendes ist das Verzeichnis der bisher in dem Fossvogtonstein gefundenen Fossilien:

Saxicava arctica L.
Mya truncata L.
Tellina calcaria CHEM.
Buccinum undatum L.
Astarte borealis CHEM.
Trophon clathratus L.
Littorina rudis MAT.
Cardium groenlandicum CHEM.
Nucula tenuis MONT.
Dentalium entale L.
Purpura lapillus? L.
Natica (*affinis?*) GMEL.
Balanus sp.
Centrophorus sp.? (Rückenstachel).
Alga sp.?[1])
Leda pernula MÜLL.
Astarte elliptica BROWN.
Cardium elegantulum (BECK) MÖLL.
Modiolaria (*nigra?*) GRAY[2]).

Die Fauna des Fossvogtonsteins ist keine hocharktische; die für hocharktische Zustände charakteristische, z. B. in der weit älteren Ablagerung von Búlandshöfdi auftretende *Yoldia arctica* scheint in Fossvogur ganz zu fehlen; *Mya, Saxicava* und *Tellina* treten nicht in hocharktischer Ausbildung auf. Eine beträchtliche Anzahl der Molluskenarten von Fossvogur tritt zuerst im jüngeren und jüngsten *Arca*-Ton der Christiania-

[1]) Obengenannte Fossilien, mit Ausnahme der Bruchstücke von mutmaßlich *Purpura lapillus* und *Natica affinis*, war Hr. AD. S. JENSEN in Kopenhagen so freundlich, für mich zu bestimmen; demselben trefflichen Kenner nordischer Mollusken verdanke ich Mitteilungen über Ausbreitung der genannten Formen und anderes.

[2]) Die 4 letztgenannten Arten sind — außer den meisten früher bekannten — in 1908 von GUDMUNDUR BARDARSON, dem jüngsten isländischen Geologen, gesammelt und bestimmt worden. BARDARSON dürfte wohl schon der beste einheimische Kenner der isländischen Molluskenfauna sein, deren Kenntnis in den letzten Jahren namentlich durch Dänische Untersuchungen sehr gefördert worden ist.

Gegend auf — nach einer bekannten Arbeit von W. C. Brögger[1]) — während sie in den älteren spätglazialen Quartärablagerungen derselben Gegend nicht gefunden wurden.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von *Dentalium entale* L., welches in letzter Zeit sowohl von mir als wahrscheinlich auch von Bardarson in unserem intermoränischen Tonstein gefunden wurde[2]). Nach Ad. S. Jensen erreicht diese Schnecke in der Jetztzeit eben die Nordgrenze ihrer Verbreitung im südlichen Teile der Faxabucht, also in der weiteren Umgebung von Fossvogur. Andererseits ist nach demselben Forscher das *Cardium groenlandicum* im nördlichen Teile derselben Bucht am weitesten gegen Süden getroffen worden.

Extreme der Fauna des Fossvogtonsteines begegnen sich also heute in der Umgegend, und dies deutet an, daß seine Ablagerung bei einer von der jetzigen nur wenig abweichenden Meerestemperatur vor sich ging[3]). Das Meer stand wahrscheinlich um etwa 20 m höher als jetzt.

Da nun die Lagerungsverhältnisse, soweit ich zu urteilen vermag, keinen Zweifel zulassen, so scheint in dem intermoränischen Tonsteine von Fossvogur ein wirklich interglaziales Gebilde vorzuliegen. Nur bei einer gänzlichen Vereisung Islands, bei voller Eiszeit also, scheint eine Vergletscherung der jetzt — für Island — so gletscherfernen Umgebung von Reykjavik möglich; und eine solche Vergletscherung gab es sowohl nach wie vor der Ablagerung des Tonsteins von Fossvogur: hocharktisches Klima wurde von boreoarktischem abgelöst, und dieses wieder von hocharktischem.

Ungefähr 6 km nordwestlich des Endes des Fossvogkliffes findet man bei Sudurnes auf Dolerit einen Fetzen Moräne, auf deren schön geschliffener Oberfläche wieder felsharte Grundmoräne lagert. In dieser sind hier und da kleine Bruchstücke der widerstandsfähigsten Teile von Molluskenschalen zu sehen. Vielleicht sind diese wenigen Schalenbruchstücke der oberen Moräne Zeugen derselben Interglazialzeit wie der Fossvogton-

---

[1]) Brögger: Om de senglaciale og postglaciale Nivåforandringer i Kristianiafeltet. N.G.U. Kria 1900—01.

[2]) Wie *Dentalium entale* hat auch *Cardium elegantulum* jetzt wahrscheinlich seine Nordgrenze an der Ostküste Grönlands in der Gegend von Angmagsalik (ca. $65\frac{1}{2}-66\frac{1}{2}^{\circ}$ N), wo die typischen hocharktischen Molluskenarten nicht vorkommen. (Ad. S. Jensen: On the Mollusca of East-Greenland. Meddel. om Grönland, Kopenhagen 1905, S. 311—12.)

[3]) Eine genauere Untersuchung wird vielleicht als wahrscheinlich ergeben, daß sowohl Klima als Meeresniveau schon während der Ablagerung der Interglazialbildungen Änderungen erlitten.

stein: in Sudurnes wurden aber die interglazialen Ablagerungen gänzlich weggeschliffen, und nur die genannten spärlichen Molluskenreste blieben erhalten.

Die hangende Moräne in Fossvogur scheint eisgeschliffen zu sein. Doch ist dies wegen der Verwitterung der Oberfläche nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Die große Härte der Moräne legt die Vermutung nahe, daß sie einmal von jetzt gänzlich wegerodierter Lava überströmt wurde. (Wie Teile von Basaltdecken gänzlich weggeschliffen worden sind, sieht man an vielen Stellen, und besonders schön im Ketakliff, unfern des Vulkanschlotes.)

Eine ähnliche felsharte Moräne, vielleicht gleichen Alters, deren Blöcken man auf der 61 m hohen Doleriterhebung Öskjuhlid auf der Nordseite von Fossvogur begegnet, war auch wahrscheinlich einmal von Dolerit bedeckt. Die jüngste Grundmoräne der Gegend ist es nicht; dieselbe, die man hier und da an geschützten Stellen, so z. B. auf der Nordseite der Öskjuhlid, in 1—2 m Mächtigkeit trifft, läßt sich mit der Spitzhacke leicht bearbeiten.

Ein Kliff von ähnlichem Aufbau wie das von Fossvogur findet man an einer anderen kleinen Bucht unfern Reykjavik, dem Ellidavogur, in den die Ellidaár münden. Auch hier lagert über grauem Tonstein harte Moräne; dieselbe wird aber hier eine Strecke weit von dem „präglazialen Dolerit" früherer Verfasser bedeckt, so daß das nichtpostglaziale Alter des Tonsteines feststeht, selbst wenn man an der Deutung des „Konglomerates" als Moräne zweifeln wollte (was man aber nach eigener Anschauung kaum tun wird). Der deckende Dolerit des Ellidavog-Kliffes wird gegen SW allmählich dünner und dünner, bis er gänzlich verschwindet, und Moräne das oberste des Kliffes, ganz wie in Fossvogur, ausmacht. Außer Molluskenschalen, welche hier sehr viel spärlicher als in Fossvogur auftreten, wurden im Ellidavogtonstein (von G. Bardarson) Pflanzenreste gefunden, nach dem isländischen Algologen H. Jorsson wahrscheinlich *Alaria* sp.; doch genügte das Material nicht zur sicheren Bestimmung.

Wo man das Liegende des Ellidavogtonsteines sieht, ist es eine durch intrusiven Basalt sehr umgeänderte Moräne, welche wahrscheinlich einem der zerstückelten Moränenhorizonte der Esjatafel gehört[1]). Jedenfalls unterteuft der Ellidavogtonstein den „präglazialen Dolerit" von Reykjavik

---

[1]) Vgl.: Einige Ergebnisse einer Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1907, S. 617.



Fig. 4.
Ellidavogur. Auskeilender, säulig zerklüfteter und stark frostzersprengter Dolerit (*d*) (rechts) über Moräne (*m*) und Tonstein (letzterer größtenteils im Schutt). Weiter nach rechts besteht das Kliff ganz aus Dolerit, unter dem dann wieder Tonstein auftaucht.

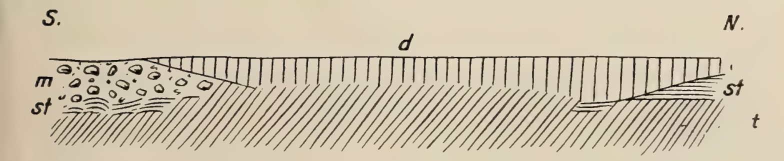


Fig. 5.
Ellidavogur. Schematisches Profil.

st Tonstein; *m* Moräne; *d* geschliffener Dolerit; *t* Schutt.

in seiner ganzen Mächtigkeit, im Gegensatze zu den Quartärbildungen von Fossvogur, welche auf geschliffenem Dolerit ruhen. Wahrscheinlich ist der Ellidavogtonstein — nach der in PENCK und BRÜCKNERS „Alpen im Eiszeitalter" aufgestellten Terminologie — eher als interstadial denn als interglazial zu bezeichnen, entstammt einer der Fossvoginterglazialzeit vorausgehenden Schwankung. Kalkspatkrystalle in Hohlräumen von Molluskenschalen sind, soweit ich gesehen habe, in Ellidavogur besser als in Fossvogur entwickelt.

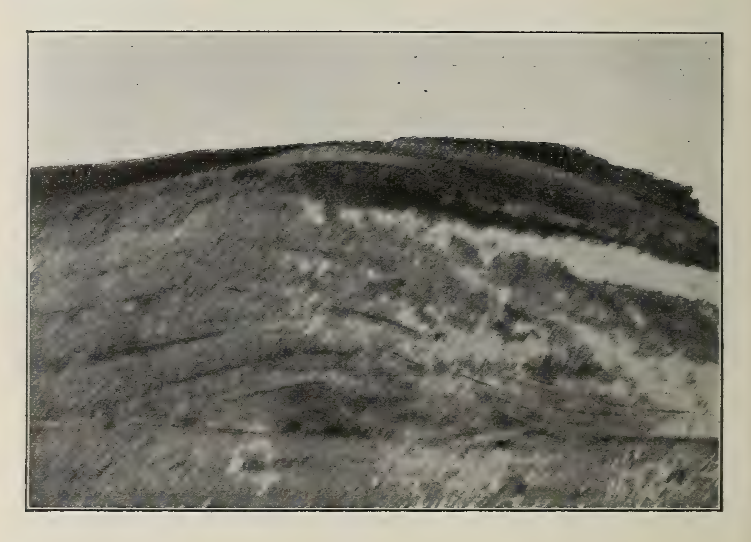


Fig. 6.
Ellidavogur. Postglazialer Ton mit *Zirphaea crispata.*

Die genannten Quartärsedimente von Ellidavogur sind längst bekannt und wurden wie die von Fossvogur für postglazial gehalten (siehe z. B. THORODDSEN: Postglaciale marine aflejringer usw., S. 6). Aber während in Fossvogur gehobene postglaziale Meeresablagerungen überhaupt nicht vorkommen, treten postglaziale Tone zu beiden Seiten des Ellidavogur auf und strecken sich im Tale der Ellidaár landeinwärts. Dieser postglaziale Ton weist bedeutende Unterschiede von dem interglazialen und dem mutmaßlich interstadialen Tonstein auf; er läßt sich mit einem Spaten bearbeiten, enthält keine Kalkspatadern und zeigt nicht die früher erwähnte verschiedenartige Verklüftung der Tonsteine. Ich fand in diesem Tone am

Ellidavogur *Zirphaea crispata* L., nach AD. S. JENSEN eine typisch boreale Form[1]), die jetzt in Südwest-Island eine große Seltenheit ist.

Eine — wenn man Sudurnes mitrechnet — vierte Fundstätte von Fossilien im älteren Quartär in der Umgebung von Reykjavik wurde bei einer Bohrung nach Gold auf der Nordseite der früher erwähnten Öskjuhlid in 40 m Tiefe, 20 m unter dem Meeresniveau, angetroffen. Seeigelstacheln und unbestimmbare Schalenbruchstücke lagen mir bei der genannten Tiefe aus dem Bohrloche vor.

Schließlich noch ein paar Bemerkungen über den wahrscheinlichen Platz des Fossvoginterglazials in der Reihe der isländischen Quartärbildungen, indem ich doch hoffe, bei einer anderen Gelegenheit auf diese Frage genauer eingehen zu können.

Es gibt in Island interglaziale (oder interstadiale) Ablagerungen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach jünger sind als der Fossvogtonstein; so z. B. in der Niederung des Südlandes, der größten der Insel, ein Bänderton unter eisgeschliffenem Dolerit am Tungufljot unfern Geysir; der genannte Ton ist wahrscheinlich marin, wenn er auch bisher keine Versteinerungen geliefert hat. Jünger ist wahrscheinlich auch ein 1908 im westlichen Tiefland an der Kaldá in der Gegend Myrar aufgefundener schalenführender, erhärteter Ton unter Moräne.

Andererseits sind die Fossvogablagerungen nicht besonders früh im Eiszeitalter entstanden. Untersuchungen in der weiteren Umgegend lehren, daß bei der Ablagerung der Fossvogsedimente die quartäre Basaltformation nicht nur zum weitaus größeren Teile existierte, sondern schon von bedeutenden Verwerfungen betroffen worden war: in den abgesenkten Tafelbruchstücken der Gegend Mosfellssveit sieht man zwischen den Basaltdecken, wie es scheint, denselben Moränenhorizont wie hoch oben in der Esja. Ströme doleritischer, jetzt eisgeschliffener Lava, deren Fortsetzung die geschliffenen Dolerite von Reykjavik wenigstens teilweise bilden, flossen hier, nachdem die erwähnten quartären Verwerfungen stattgehabt hatten, wie es besonders schön auf der Strecke zwischen Mosfell und Lágafell zu beobachten ist. Hier ist es auch klar zu sehen, wie große, wohl vorwiegend glaziale Erosion selbst diese verhältnismäßig jungen, noch ungestört lagernden Doleritströme erlitten haben.

---

[1]) AD. S. JENSEN: On the mollusca of East-Greenland. Meddel. om Grönland XXIX, Kopenhagen 1905, S. 296—297.

Spuren einer weit älteren Interglazialzeit als der von Fossvogur sind aus Island bekannt, da die Fragmente von *Purpura lapillus* L. und *Mytilus edulis* L., welche tief in der quartären Basaltformation getroffen wurden[1]), nicht leicht anders gedeutet werden können.

Wie ich mich im Sommer 1908 überzeugen konnte, ging Vergletscherung bis über die Küsten hinaus der Ablagerung dieser borealen Faunareste vor, und im Hangenden derselben ist der größere Teil der quartären Basaltformation mit mehreren Moränenhorizonten.

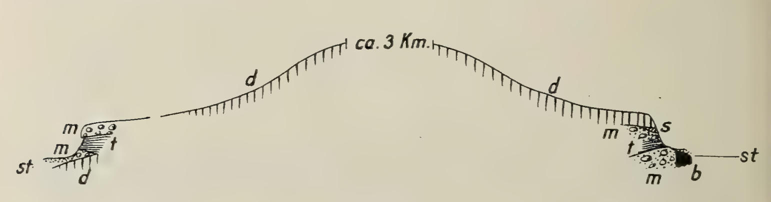


Fig. 7.
Schematisches Profil Fossvogur — Ellidavogur
(mit Benutzung des Profils in KEILHACKs oben angeführter Arbeit S. 147).
m Moräne; *b* intrusiver Basalt (Ellidavogur); *t* Tonstein; *s* Sandstein; *d* geschliffener Dolerit; *st* Strand.

Ich habe aus einer Reihe von Beobachtungen über das Quartär Islands einige mitgeteilt, welche, wie ich glaube, besonders überzeugend so hochgradige Schwankungen des Klimas bekunden, daß man von einer wahren Interglazialzeit reden muß. Die mitgeteilten Beobachtungen werden auch zeigen, wie wenig zutreffend es ist, zu glauben, daß die Annahme quartärer Klimaschwankungen in Island nur auf der beobachteten Wechsellagerung von Glazialsedimenten und Basaltdecken beruht.

Zusammenfassung.

In Fossvogur, unfern Reykjavik, liegt auf geschliffenem Dolerit und Grundmoräne und von Grundmoräne überlagert ein fossilienführender Tonstein. Die Molluskenfauna desselben ist boreoarktisch; die am meisten wärmeliebende der eingesammelten Formen hat heute ihre Nordgrenze in der Faxabucht (ist nicht an der Nordküste Islands gefunden worden).

---

[1]) Vgl. H. PJETURSS: Om Forekomsten af skalförende skurstensler i Búlandshöfd, Snœfellsnes, Island; med Bemerkninger om Molluskfaunaen af AD. S. JENSEN (der größere Teil des Aufsatzes). Oversigt over Kgl. danske Vidensk. Selskabs Forhandl. 1904, S. 375—396.

Ähnliche Gebilde wie in Fossvogur, aber ärmer an Versteinerungen und wahrscheinlich älter, werden in dem Ellidavogur von dem eisgeschliffenen Dolerit der Reykjavik-Gegend überlagert.

Der Fossvogtonstein entstammt einer Interglazialzeit, welche den späteren Abschnitten des Eiszeitalters zugezählt werden muß, indem bei weitem der größte Teil der quartären Basaltformation Islands älter ist als die Fossvogablagerungen. Doch gab es später als die Fossvog-Interglazialzeit wenigstens noch eine Interglazialzeit oder sehr bedeutende Schwankung außer mehreren kleineren Klimaveränderungen.

Neueingänge der Bibliothek.

Cool, H.: Excursions to the Krakatau. Taken from „Verslag van het Mijnwezen over het 3ª Kwartaal 1908".

Dammer: Platten mit zwei sich kreuzenden Wellenfurchensystemen aus dem unteren Buntsandstein von Cosma bei Altenburg in Sachsen-Altenburg. S.-A. aus: Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. **61**, Jahrg. 1909, Nr. 2. Berlin 1909.

Etzold, Franz: 11. Bericht der Erdbebenwarte zu Leipzig. (Abdr. a. d. Berichten d. Mctj.-Phys.-Klasse des Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig, Bd. **61**. Leipzig 1909.

Helgens, Eduard: Die Lohnerkette. Eine geotektonische Skizze. Bern 1909.

Herrmann, R.: Die Mitwirkung der Aquarien- und Terrarienvereine bei der Naturdenkmalpflege. Vorschläge und Anregungen. — und Wolterstorff, W.: Was können die Vereine für Aquarien- und Terrarienkunde zum Schutze der Naturdenkmäler tun? S.-A. aus: Wochenschr. f. Aquar.- u. Terrarienkunde, VI. Jahrg. Nr. 5, 6 u. 9. Braunschweig 1909.

Jahn, Jaroslav J.: Über die Altersfrage der sudetischen Basalteruptionen. S.-A. aus: Sitzungsberichten der k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. **118**, Abt. 1, 1909. Wien 1909.

Kaiser, Erich: Über Diamanten aus Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Centralbl. f. Min. Jahrg. 1909, Nr. 8. Stuttgart 1909.

— Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Catalonien. S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min. Jahrg. 1909, Bd. I. Stuttgart 1909.

Kalkowsky, Ernst: Europäische Entfernungen. S.-A. aus: Abhandl. der naturw. Gesellsch. „Isis" in Dresden, Jahrg. 1908, H. 2. Dresden 1908.

Leppla: Geologische Vorbedingungen der Staubecken. S.-A. aus: Centralbl. für Wasserbau- und Wasserwirtschaft. 3. Jahrg. 1908. Berlin 1908.

Mylius, Hugo: Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Bach. Landeskundl. Forsch., herausgegeb. v. d. Geogr. Gesellsch. zu München, H. 5. München 1909.

Simionescu, I.: Asupra Calcarurilor Sarmatice din Nordul Moldovei. Extras din Anuarul Institutului Geologic al Romaniei, vol. II, Fasc. Nr. 2. Bucuresti 1909.

Spethmann, Hans: Überblick über die Ergebnisse der v. Knebelschen Islandexpedition im Jahre 1907. S.-A. aus: „Gaea" 45. Jahrg. 1909, Heft 1 u. 2. Stuttgart 1909.

Stutzer, O.: Die kontaktmetamorphen Kupfererzlagerstätten von White Horse in Yukon (Canada). Zeitschr. f. prakt. Geologie XVII. Jahrg., H. 3, 1909. Berlin 1909.

— Über die Pegmatite und Erzinjektionen nebst einigen Bemerkungen über die Kieslagerstätten Sulitelma-Röros. Zeitschr. f. prakt. Geologie XVII. Jahrg., H. 3, 1909. Berlin 1909.

Zimmermann, E.: Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen. S.-A. aus: Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. **61**, Jahrg. 1909, Nr. 3. Berlin.

— Neue Funde von Pegmatitanhydrit aus dem jüngeren Steinsalz im Schachte der Adler-Kaliwerke bei Oberröblingen a. See. S.-A. w. v. Nr. 1. Berlin 1909.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 6. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 9. Juni 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Die Gesellschaft hat zwei Mitglieder durch den Tod verloren: Herrn ERICH SPANDEL in Nürnberg und Herrn Privatdozenten Dr. LORENZ in Marburg. Die Anwesenden erheben sich zum Andenken an die Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr ERNST, Kgl. Bergmeister, Beuthen in Ober-Schlesien, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, GRAESSNER und MACCO;

Herr HANS SPETHMANN in Lübeck, Moislinger Allee 32a, vorgeschlagen von den Herren DEECKE, RINNE und HAAS;

Herr JULIUS FRANK, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, Adolfshütte bei Dillenburg, vorgeschlagen von den Herren LENK, BEYSCHLAG und RAUFF;

Herr ERNST SCHRÖDER, Fabrikbesitzer, Oberlahnstein a. Rhein, vorgeschlagen von den Herren LENK, BEYSCHLAG und RAUFF;

Herr Dr. RICHARD LACHMANN, Bergreferendar, Dürrenberg, vorgeschlagen von den Herren AHLBURG, MICHAEL und STREMME;

Herr Dr. FISCHER, Stabsarzt a. D., auf Veste Koburg, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KLAUTZSCH und ZIMMERMANN;

Herr FRANZ HERZBERG, Diplom-Bergingenieur, Freiberg in Sachsen, Wernerstr. 9, vorgeschlagen von den Herren STUTZER, BECK und KOLBECK.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vorgelegt und besprochen hat, erteilt er Herrn M. BLANCKENHORN das Wort zu seinem Vortrage: Über Pliocän und Quartär in Palästina. Eine große Anzahl von Lichtbildern illustrierte denselben.

v. w. o.

BLANCKENHORN. RAUFF. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

29. Zur Stratigraphie des Hererolandes.

Von Herrn PAUL RANGE.

Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, Januar 1909.

Auf verschiedenen Bereisungen in den Jahren 1906, 1907 und 1908 habe ich einen großen Teil des Hererolandes gesehen und halte es jetzt, nachdem ich die Resultate meiner Beobachtungen im Namaland in einer früheren Arbeit[1]) zusammengefaßt habe, für zweckmäßig, auch die Ergebnisse der Studien in der Mitte und im Norden des Schutzgebietes kurz zur Darstellung zu bringen, zumal in letzter Zeit von anderer Seite[2]) Auffassungen geäußert sind, die meinen zum Teil widersprechen.

Zunächst ein Wort zu dem Begriff südafrikanische Primärformation. SCHENK[3]) war wohl der erste, der diese Bezeichnung verwandt hat. Nach ihm ist sie vielfach akzeptiert[4]), bisweilen aber auch als ungeeignet zurückgewiesen worden[5]). Alle diejenigen, welche den Begriff anwenden, betonen ausdrücklich, daß er eine vorläufige Sammelbezeichnung darstelle, und als solche ist er meines Erachtens durchaus verwertbar. Es wird nicht behauptet, daß die Gesteine der Primärformation sämtlich zu einer geologischen Formation gehören, sondern man nimmt im allgemeinen an, daß sie das Archaicum und Palaeozoicum vielleicht bis zum Silur umfaßt.

Die Primärformation Deutsch-Südwestafrikas wird in drei Horizonte gegliedert, welche als Gneisgranitzone, Gneis-

---

[1]) Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 2, S. *120*.

[2]) HERMANN: Diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber. Nr. 11. Die weiteren Zitate der Ausführungen HERMANNS beziehen sich alle auf diese Arbeit.

[3]) SCHENK: Die geologische Entwickelung Südafrikas. PETERMANNS Mitt. 1888.

[4]) Siehe u. a. PASSARGE: Die Kalahari. Berlin 1904, S. 39ff.

[5]) HERMANN: a. a. O.

schieferzone und Schieferzone bezeichnet werden[1]). Dazu kommen dann große intrusive Granitmassive. Ob die Gneisschieferzone älter als die Schieferzone ist, ist noch nicht entschieden, ebensowenig, ob die Gneisgranitzone älter oder jünger als die vorgenannten ist. Wieweit die Gneisgranite als metamorphe Granite anzusehen sind, ist ungewiß. Gerade in dieser Hinsicht harren in Deutsch-Südwestafrika Fragen von allgemeinstem Interesse der Lösung.

Die Gneisschieferzone des Damaralandes, besonders der näheren Umgebung Windhuks, hat zuletzt HERMANN[2]) gegliedert und mit dem Namen Komasformation belegt. Auch sonst baut sich der bis in die letzten Jahre allein besser bekannte Teil des Hererolandes fast ausschließlich aus Gesteinen der Primärformation auf. Ausführlicher sind diese Gebiete von GÜRICH[3]), im Gebiet des unteren Kuiseb von STAPFF[4]) und das Kuiseb-Swakopland bis Okahandja von VOIT[5]) behandelt. Es ist nicht Zweck dieser Zeilen, die Verbreitung der obengenannten Zonen im Hereroland zu schildern; generell ist dieselbe schon in den zitierten Arbeiten durchgeführt.

Allen geschichteten Gliedern der Primärformation ist gemeinsam durchweg steile Stellung der Schichten, Generalstreichen S—N, SW—NO, seltener O—W, Fehlen von Fossilien. Der größte Teil der bisher allerdings meist flüchtig untersuchten Erzvorkommen liegt in ihrem Bereich. Abgebaut werden zurzeit die Khanmine und Otjisongati, das Haupterz ist in beiden Fällen in der primären Zone Buntkupfererz. Oberhalb des Grundwasserspiegels findet sich in beiden Gruben hauptsächlich Kupferglanz, diese Zonen sind nach Mitteilung des Bergassessors PASEL 12 bis 15 m mächtig. Otjisongati fördert nur im Kleinbetriebe, während die Khanmine zurzeit noch umfangreiche Aufschlußarbeiten vornimmt.

Auf der Primärformation lagern im Namaland als geschlossene Decke die Tafelbergschichten. Diese Bezeichnung hat STROMER VON REICHENBACH zuerst verwandt[6]). Auch

---

[1]) Vgl. VOIT: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwestafrika. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1904, H. III.

[2]) HERMANN: a. a. O.

[3]) GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika. Mitt. d. geogr. Gesellschaft in Hamburg 1891/92, H. 2.

[4]) STAPFF: Karte des unteren Khuisebtales. PETERMANNS Mitt. 1887, Bd. **33**, S. 202—214.

[5]) VOIT: a. a. O.

[6]) STROMER VON REICHENBACH: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. München und Leipzig 1896, S. 116ff.

sie ist natürlich ein Sammelbegriff und umfaßt meine Namaformation und Karrooformation[1]). Die Schichten derselben liegen vielfach horizontal und geben dann infolge der Erosion zur Bildung von Tafelbergen Veranlassung, ein sehr sinnfälliges Charakteristikum. Im Gegensatz zur petrographischen Mannigfaltigkeit der Primärformation sind die Gesteine, welche sie aufbauen, ziemlich einförmig. Konglomerate, Arkosen, dickbankige bis dünnschieferige Quarzite, vielfach dolomitische Kalke, verschiedenartige Schiefer, rote, grüne und anders gefärbte Sandsteine und Letten bilden die geschichteten Glieder derselben; dazu kommt eine Anzahl meist basischer Eruptivgesteine.

Die Absicht folgender Zeilen ist festzustellen, welche Glieder dieser Tafelbergschichten in dem bereisten Teil des Hererolandes vorkommen, und wie dieselben mit denen des Namalandes, für die ich in der schon zitierten Arbeit eine Gliederung gegeben habe, zu parallelisieren sind.

Wie schon erwähnt, wird der mittlere Teil des Hererolandes im wesentlichen von Gesteinen der Primärformation aufgebaut; nur spärliche Reste jüngerer Schichten finden sich. Südlich der Bahnlinie Swakopmund—Windhuk haben meines Wissens nur der Spitzkoppje bei Nubitsaus unweit Rehoboth[2]) und der Gansberg in der Ganswüste nördlich der Naukluft solche Kappen[3]). Erstgenannter trägt eine horizontale Porphyrdecke, über deren Alter nichts Näheres zu sagen ist, der letztere eine etwa 50 m mächtige quarzitische Sandsteinbank, vielleicht Kuibisquarzit.

Bei Karibib liegen dunkle Kalke diskordant über Granit und krystallinen Schiefern der Primärformation. Diese Kalke gleichen den von mir als Schwarzkalk bezeichneten Kalken des Namalandes so auffällig, daß ich sie für identisch halte. Nach Norden reichen diese Kalke bis Etiro, nach Westen etwa bis Usakos. WATERMEYER[4]) gibt an, daß bei Otjimbingue die Berge Kalkkuppen tragen, vielleicht gleichfalls von Schwarzkalk. Über die Erstreckung dieser Kalklappen nach NO ist nichts Näheres bekannt. Ganz dieselben Kalke finden finden wir bei Outjo wieder, hier überlagern sie steil gestellte Glimmerschiefer. Bei Outjo handelt es sich aber nicht mehr um vereinzelte Schollen wie bei Karibib, sondern hier beginnt

---

[1]) RANGE: a. a. O.

[2]) GÜRICH: a. a. O., S. 207.

[3]) VOIT: a. a. O., S. 407ff.

[4]) WATERMEYER: Notes on a journey in German South W. Africa. Transact. S. Afr. Phil. Soc. 1900, S. 21ff.

das große Kalkgebiet des Nordens. An der Otawibahn tritt der Schwarzkalk zuerst bei km 478 zutage und ist dann bis zum Endpunkt der Bahn zu beobachten, häufig allerdings von Deckgebilden überlagert. Auch diese Kalke dürften dem von Karibib und damit dem Schwarzkalk des Namalandes zu parallelisieren sein. Ihr Aussehen ist diesen lokal ganz gleichartig — blauschwarz mit rauher Verwitterungsschale (Elefantenhaut) —, bisweilen ist der Kalk auch grau oder bräunlich, doch kommen ähnliche Abweichungen im Namaland vor. Vielfach ist derselbe als Dolomit bezeichnet; mir sind nur wenige Analysen bekannt, welche die Grubenverwaltung der Otawiminen ausführen ließ, sie ergaben 12—18 Proz. $MgCO_3$, es handelt sich also nur um einen dolomitischen Kalk. Die Bezeichnung Otawidolomit ist also petrographisch nicht einwandfrei. Als Meeresablagerung sollte man in den Kalken Fossilien vermuten, bisher sind aber noch keine einwandfreien Funde gemacht. HERMANN erwähnt ein schlecht erhaltenes Exemplar eines Orthoceratiden[1]), gibt aber nicht an, wo dasselbe gefunden ist. GÜRICH[2]) hat in ähnlichen Kalken bei Ururob Archäocyathiden beobachtet und stellt sie deshalb zum Cambrium, doch ist nicht festzustellen, ob es Schwarzkalk oder ältere krystalline Horizonte sind, welche der Primärformation konkordant eingelagert sind, in denen diese Fossilien vorkommen.

Wichtig ist das diesen Kalken eingelagerte bedeutende Kupferglanz- und Bleiglanzvorkommen von Tsumeb. Soviel ich bei meinem kurzen Besuch feststellen konnte, handelt es sich um eine Höhlenfüllung. Die Höhle mag durch Erweiterung einer Spalte entstanden sein und sich die Erze dann aus Lösungen niedergeschlagen haben, oder die Wässer haben metasomatisch den Kalk durch Erz ersetzt, oder beide Faktoren haben gleichzeitig gewirkt. Dafür spricht auch das Vorkommen von Hohlräumen im Erzkörper, welche bisweilen Nachbrüche verursachen. Bei magmatischer Ausscheidung sollte der Erzkörper kompakter sein. Das Fehlen von Gangart, Kalkspat und Dolomitspat will mir nicht für magmatische Absonderung beweisend erscheinen. Das Vorkommen von unveränderten Nebengesteinsbruchstücken erklärt sich bei der obengenannten Entstehungsart der Erze aus wässeriger Lösung gleichfalls ungezwungen.

---

[1]) HERMANN: a. a. O., S. *266*.

[2]) GÜRICH: Cambrium? in Südwestafrika. Zentralbl. f. Mineral. 1902, S. 65 ff.

Jedenfalls sind die Ansichten, welche MAUCHER[1]) über die Entstehung des Erzvorkommens äußert, in manchen Punkten unrichtig. Er sieht in dem „Sandstein“ ein stratigraphisch wichtiges Glied, derselbe ist jedoch lediglich ein kalkiger Sandgrus, der stark mit meist carbonatischen und oxydischen Erzen imprägniert ist, für dessen Genesis bisher noch keine Anhaltspunkte gewonnen werden konnten.

Eine Überschiebung des „Dolomits“ ist nicht zu beobachten. Vielmehr fallen die Schichten desselben nördlich und südlich des generell O—W streichenden linsenförmigen Erzkörpers steil nach Nord. Der Erzkörper selbst hat steiles südliches Einfallen. Der nördlich desselben gelegene Hauptförderschacht steht in weniger steil geneigten Kalken.

Das Gebirge der näheren Umgebung besteht aus gefaltetem Schwarzkalk mit wechselndem Streichen. STUTZER[2]) stellt das Vorkommen zu den Höhlenfüllungen unter Mitwirkung metasomatischer Verdrängung. VOIT[3]) dagegen will vorläufig die MAUCHERschen Ansichten akzeptieren, bis Untersuchungen an Ort und Stelle Klarheit schaffen. Er macht aber auf die Schwierigkeit des Fehlens von Kontaktmineralien bei Annahme magmatischer Ausscheidung aufmerksam und weist außerdem die Behauptung MAUCHERs, der in der Silifizierung des „Dolomits“ die Gangart sieht, zurück; tatsächlich ist auch der „Dolomit“ überall, wo er beobachtet wurde, mehr oder weniger stark verkieselt. Die Bezeichnung des Kalks als Dolomit wurde bereits weiter oben kritisiert. Mir scheint die Auffassung der Lagerstätte als Höhlenfüllung unter Mitwirkung von Metasomatose am einleuchtendsten. Von einer Zunahme pyritischer Erze, wie MAUCHER vermutet, nach der Teufe und damit einer wirtschaftlichen Verschlechterung der Grube ist bisher nichts zu bemerken gewesen; es erscheint auch sehr gewagt, solche weitgehenden Schlüsse nur aus der Durchsicht sei es einer auch großen Anzahl von Handstücken zu ziehen, das soll man doch lieber den im Lande arbeitenden Fachleuten überlassen; dazu gehören eben Befahren der Grube, Feststellung der Lage des Grundwasserspiegels und sonstige geologische Beobachtungen in der näheren Umgebung der Lagerstätte. — Die übrigen bisher weniger bedeutenden Kupfererzvorkommen des Otawigebietes

---

[1]) MAUCHER: Z. f. pr. G. 1908, Nr. 1, S. 24ff.
[2]) STUTZER: Z. f. pr. G. 1908, Nr. 2, S. 71.
[3]) VOIT: Ebenda 1908, Nr. 4, S. 169 und: Nutzbare Lagerstätten Südafrikas. Ebenda 1908, Nr. 5, S. 194, 195.

habe ich nicht besucht und kann daher über ihre Entstehungsart nichts aussagen.

Den Schwarzkalk habe ich ferner noch an der Westseite des kleinen Waterberges beobachtet; hier ist folgendes für die Stratigraphie der Tafelbergschichten des Hererolandes wichtige Profil aufgeschlossen.

Schicht	Lagerung
+ 100 m grauer nach oben roter Waterbergsandstein	horizontal gelagert
ca. 100 m Arkose lokal Konglomerat mit Geröllen von grauem Kalk	
+ 100 m grauer Kalk (= Schwarzkalk)	
pegmatitischer Granit	

Es zeigt sich demnach deutlich, daß der Schwarzkalk den grauen und roten Waterbergsandstein unterlagert, also *älter* als beide ist. Bei Osonjache zwischen Waterberg und Otjivarongo und bei Omatienne zwischen Otjivarongo und den Paresisbergen wurde krystalliner Kalk diskordant über Granit beobachtet; derselbe geht bei Omatienne nach oben in unveränderten Schwarzkalk über. Teilweise ist der Schwarzkalk also metamorph durch Granit verändert, der demnach jünger als der Schwarzkalk sein muß.

Hermann läßt den Schwarzkalk diskordant seine Naukluftkalke überlagern; da ich diese nicht gesehen habe, kann ich mich dazu nicht äußern. Die Ausdehnung des nördlichen Schwarzkalkgebietes ist etwa folgende: Die Südgrenze liegt in der Höhe Outjo — km 468 der Otawibahn. Im Norden verschwindet er etwa bei Choasib unter den jungen Ablagerungen der Etoschapfanne, im NO findet er sich noch nördlich Grootfontein und taucht dann unter die Sandmassen der Omaheke. Die SO- und NW-Grenze ist noch nicht festgelegt; er scheint weit ins Kaokofeld hineinzureichen. Die Mächtigkeit des Schwarzkalkes konnte noch nicht ermittelt werden; lokal beträgt sie jedenfalls mehrere hundert Meter. Aus dem Schwarzkalk ist sicherlich ein großer Teil des jungen Kalaharikalkes hervorgegangen; derselbe überdeckt ihn vielfach, reicht aber oberflächlich wesentlich weiter als der Schwarzkalk im Untergrund.

Wie in dem Profil vom kleinen Waterberg erwähnt wurde, folgt auf den Schwarzkalk ein mehr als 100 m mächtiges System zunächst von Arkose, dann von grauen Sandsteinen, welche nach oben in rote übergehen. Diese mächtigen Sandsteine bilden die Waterbergplateaus. Der große Waterberg

mißt in der Längserstreckung von SW—NO etwa 80 km bei einer durchschnittlichen Breite von 15—20 km. Er ist die weitaus größte Tafel dieses Gesteins, alle übrigen sind weniger ausgedehnt. Im allgemeinen sind am Waterbergsteilhang nur die roten Sandsteine aufgeschlossen. Das Liegende ist unter einer mächtigen Schutthalde verborgen. Westlich des großen Waterberges beobachtete ich im Brunnen von Omuveroume Granit, ohne aber die Schichten zwischen diesem und dem roten Waterbergsandstein feststellen zu können. HAHN[1]) hat also mit seiner bei PASSARGE zitierten Äußerung vollständig Recht. Nach HERMANN baut der Waterbergsandstein, wie er ihn vorläufig ganz zweckmäßig nennt, auch die Omatakoberge, das Etjogebirge und die Omborokoberge auf; hier ist besonders auch der graue Waterbergsandstein ausgebildet. Im Otawibergland soll der rote Waterbergsandstein auf dem Schwarzkalk liegen. Bei Otawi stimmt das nicht; denn ich habe dort auch den grauen Sandstein beobachtet, der den Kalk konkordant überlagert und seinerseits wieder in den roten Sandstein allmählich übergeht. Im Paresisgebirge habe ich, obwohl ich den höchsten Gipfel desselben erklettert habe, keine Waterbergsandsteindecken beobachtet, wohl aber einzelne anscheinend kontaktmetamorph veränderte Waterbergsandsteinstücke, so daß ich die hier auftretenden Porphyre für jünger als den Waterbergsandstein ansehe. Auf dem Erongo war ich nicht. GÜRICH[2]) gibt vom Bockberg an der Südostseite desselben Arkose an. Von Karibib und der Otawibahn, welche an der Ostseite dieses gewaltigen Bergklotzes vorbeifährt, sieht man deutlich horizontal gelagerte Schichten über Granit; welcher Art dieselben sind, war mir vorläufig nicht möglich festzustellen; jedenfalls ist nicht sicher, daß es Waterbergsandstein ist.

Damit sind die Gesteine der Tafelbergschichten, soweit ich sie im Hererolande beobachten konnte, erschöpft. Einige Worte möchte ich noch weiteren Beobachtungen HERMANNS und GÜRICHS hinzufügen, obwohl ich die betreffenden Gegenden nicht selbst bereist, aber wenigstens Handstücke der beschriebenen Gesteine gesehen habe. Das von HERMANN erwähnte Konglomerat von Nosib (südöstl. Tsumeb) unterlagert den Schwarzkalk; sehr mächtige grobe Konglomerate unterlagern den gleichen Horizont im Namaland bei Witt-

---

[1]) HAHN: Reise im Land der Herero und Bergdamara. PETERM. Mitt. 1873, S. 100.

[2]) GÜRICH: Deutsch-Südwestafrika, S. 207.

pütz und an der nördlichen Sinclairmine, hier teilweise auch direkt den Fischflußsandstein. Möglicherweise gehören alle diese Konglomerate mit denen, welche den Kuibisquarzit unterlagern, einer Periode an und stellen die Schichten dar, welche die erste große Transgression, die den Primärformationssockel Südwestafrikas abradierte, hinterließ. Der Befund der eingeschlossenen Gerölle widerspricht dem wenigstens nicht, es wurden nur solche von Gesteinen der Primärformation beobachtet. Braune und rote Sandsteine und Tonschiefer sind östlich der Linie Okaseva—Kehoro, besonders gut aber bei Witvley und Gobabis aufgeschlossen. HERMANN[1]) hat dieselben näher beschrieben, sie entsprechen den Chanseschichten PASSARGES[2]), dieser fügt sie dem System der Primärformation ein. HERMANN hält sie für Äquivalente seiner Gibeonformation (z. T. gleich meiner Fischflußformation). Ich möchte mich nach den Handstücken, welche ich gesehen habe, dieser Auffassung anschließen. Daß das Schichtensystem bei Gobabis gefaltet ist, spricht jedenfalls nicht dagegen; denn gefaltete Fischflußsandsteine finden sich vielfach, wie ich früher ausgeführt habe. Der exakten Parallelisierung ist leider auch hier das Fehlen von Fossilien hinderlich, und die Feldgeologie hat dem Mangel durch systematische Aufnahmen in diesem Teil des Landes noch nicht abhelfen können.

Schließlich wäre noch die Kaokoformation GÜRICHS[3]) zu erwähnen. Er hat am Brandberg westlich Sorris-Sorris (21° 15′ südl. Br., 14° 40′ östl. L.) dichte Tonsteine, meist dunkel gefärbt, aber auch bunt geflammt, beobachtet und konstatiert, daß diese Schichten sich weit nach dem Meere zu erstrecken. Auch die Berge von Tsawisis nordwestl. vom Brandberg sind Tafelberge, von dort wurden Proben von Melaphyrmandelstein mitgebracht. Ich selbst sah vom Gipfel der Paresisberge im NW gleichfalls eine ganze Reihe von Tafelbergen. PASSARGE[4]) beschreibt die Schichten des Kaokofeldes im Anschluß an HARTMANNS Beobachtungen und will sie den Otawischichten parallelisieren; das ist aber noch durch keine exakten Beobachtungen erwiesen. Die von GÜRICH Kaokoformation genannten Schichten trennt er vorläufig davon ab; des ersteren Parallelisierung dieser rudimentären Reste mit den Karrooschichten ist wohl keinesfalls richtig. Vor-

---

[1]) HERMANN: a. a. O., S. 268 ff.
[2]) PASSARGE: a. a. O., S. 108.
[3]) GÜRICH: a. a. O. (Deutsch-Südwestafrika), S. 207.
[4]) PASSARGE: a. a. O., S. 55.

läufig müssen wir uns eben bescheiden und die Frage nach dem Alter der Tafelbergschichten des Kaokofeldes offen lassen.

Karrooschichten habe ich in dem bereisten Teil des Hererolandes nirgends gesehen. HERMANN vermutet, daß jüngere Horizonte als der Waterbergsandstein vielleicht auf dem Omatako erhalten geblieben sind. Zu erwarten wären sie eventuell im Caprivizipfel, wo auch von Zeit zu Zeit Gerüchte vom Auftreten von Kohle gemeldet werden. Aus diesen kurzen Bemerkungen geht hervor, daß bezüglich der Tafelbergformationen im Norden des Schutzgebietes noch eine ganze Reihe von Fragen zu lösen ist, und daß für künftige Studien noch überreiche Gelegenheit bleibt. —

Die Tafelbergformationen des Hererolandes tauchen nach Osten und Norden unter die jugendlichen Sand- und Kalkflächen der Kalahari; denn sowohl das Sandfeld wie die Etoschapfanne rechnet PASSARGE[1]) zu derselben. Daß die Schwarzkalke vielfach für die Genesis der jungen Kalaharikalke in Frage kommen, wurde schon erwähnt, ebenso dürften die Waterbergsandsteine und die Sandsteine von Gobabis die Entstehung der mächtigen Sandbedeckung des westlichen Teiles der Kalahari verursacht haben, wie weiter im Süden am Auob die jüngeren Glieder der Karrooformation. Damit erklären sich ungezwungen diese Gebilde der Kalahari, deren Deutung beispielsweise nach ROHRBACH[2]) so schwierig erscheint.

Zusammenfassung.

Im Süden des Hererolandes treten vorzugsweise Gesteine der Primärformation auf, und zwar im Westen meist Granite und Gneisgranite, im Osten mehr Glieder der Gneisschieferzone. Nach Norden schließt sich ein ausgedehntes Kalkgebiet an, das von jüngeren Sandsteinen überlagert wird, welche besonders am Waterberg zur Ausbildung gelangt sind. Dem Kalk ist die Kupfererzlagerstätte von Tsumeb eingelagert. Bei Gobabis finden sich Sandsteine vielleicht gleichaltrig mit dem Waterbergsandstein. Der Porphyrstock der Paresisberge ist jünger als der Waterbergsandstein. Das Alter der Tafelbergschichten des Kaokofeldes ist noch ungeklärt. Die Kalk- und Sandsteine des Nordens tauchen ebenso wie die Gesteine

---

[1]) PASSARGE: a. a. O., S. 35.

[2]) ROHRBACH: Deutsche Kolonialwirtschaft. I. Bd.: Südwestafrika. Berlin 1907, S. 188, 189.

der Primärformation des mittleren Teiles des Hererolandes nach Osten und Norden unter die Deckgebilde der Kalahari.

Die HERMANNschen Bezeichnungen decken sich mit den von mir für das Namaland gewählten wie folgt:

Hereroland	Namaland
Waterbergformation = Gobabisschichten	Fischflußsandstein (?)
Otawidolomit	Schwarzkalk
Komasformation	Gneisschieferzone oder Primärformation

30. Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen.

Von Herrn EMIL WERTH.

Mit 2 Textfiguren.

Wilmersdorf, den 9. Mai 1909.

Schon lange war mir auf der topographischen Karte die außerordentliche Parallelität der Geländerücken in der Gegend südöstlich von Posen, an der Bahnlinie nach Schroda, aufgefallen. Kürzlich nun hatte ich Gelegenheit, dieses Gebiet zu besuchen und kreuz und quer zu durchwandern, und ich möchte im folgenden die wichtigsten Resultate meiner Untersuchungen bekanntgeben.

Die Parallelrückenlandschaft gleicht in bezug auf das Ausmaß der Einzelformen am meisten den von KEILHACK[1]) in seiner Fig. 4 dargestellten Typen. Es überwiegen die langgestreckten, auffallend parallel gerichteten Formen; daneben kommen aber auch kürzere und kurze, gedrungene Hügel vor. Die Breite dürfte durchschnittlich etwas beträchtlicher sein als die der pommerschen Formen der Fig. 4 KEILHACKs, wodurch sie auch im Querschnitt noch sanfter gewölbt erscheinen. Ebenso

[1]) Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Jahrbuch Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1896, Bd XVII, S. 163—188.

ist die Höhe meist sehr gering. Die folgende Übersicht gibt für eine Anzahl der Hügel in Metern die Zahlen für die größte Länge, die größte Breite und die größte Höhe sowie das Verhältnis der Breite zur Länge. Geordnet sind die Beispiele nach letzterem Verhältnis, von den relativ kürzesten zu den längsten fortschreitend.

	Größte Länge (in m)	Größte Breite (in m)	Verhältnis der Breite zur Länge (abgerundet)	Größte Höhe (in m)
1.	1200	1000	1 : 1 1/5	16
2.	1300	900	1 : 1 1/2	6 1/4
3.	800	500	1 : 1 3/5	7 1/2
4.	650	400	1 : 1 2/3	2 1/2
5.	1600	900	1 : 1 3/4	10
6.	1825	800	1 : 2 1/4	11 1/4
7.	2100	900	1 : 2 1/3	6 1/4
8.	1550	650	1 : 2 1/3	5
9.	1950	800	1 : 2 2/5	6 1/4
10.	2400	900	1 : 2 2/3	2 3/4
11.	2575	900	1 : 2 4/5	10
12.	1050	350	1 : 3	6
13.	2800	950	1 : 3	6
14.	2400	750	1 : 3 1/5	6 1/4
15.	2350	600	1 : 4	3
16.	4200	800	1 : 5 1/4	6 1/4
17.	4000	700	1 : 5 2/3	3 3/4
18.	4200	700	1 : 6	3 1/4

Wie aus den Zahlen und den Beispielen des Kartenausschnittes zu ersehen, sind die Drumlins außerordentlich sanft gewölbt. Im Längsprofil haben sie eine uhrglasförmige Gestalt, die Rückenmitte erscheint horizontal; an den Endböschungen maß ich Winkel von 1 bis 2°. Gelegentlich kommen steilere Endböschungen vor, die aber wenigstens zum Teil sicher auf nachträgliche Bacherosion zurückzuführen sind. Auch im Querprofil zeigen die Hügel meist nur kleine, selten bis 5° betragende Böschungswinkel.

Die absolute und relative Länge dieser Posener Drumlins ist sehr beträchtlich. Sie werden aber von den hinterpommerschen Formen des dritten KEILHACKschen Typus darin noch übertroffen. Am Bodensee dagegen[1]) wird beispielsweise das Verhältnis 1 : 5 zwischen beiden Achsen von den schmalsten Hügeln nicht erreicht, und die absolute Länge der

[1]) Vergl. R. SIEGER: Zur Entstehungsgeschichte des Bodensees. RICHTHOFEN-Festschrift, S. 55—75. Berlin 1893.

Drums beträgt nur selten mehr als einen Kilometer. Hier in Posen gehören Hügel von weniger als 1000 m Länge zu den Ausnahmen, und Achsenverhältnisse von 1 : 3 bis 1 : 6 sind häufig. Auffallend ist die geringe Höhe unserer Hügel. Solche von mehr als 10 m größter Höhe gehören schon zu der Minderzahl und sind Hügel von unsymmetrischer Form, derart, daß sie mit einer Seite an eine besonders tiefe Bodensenke grenzen, während auf der anderen Seite die sie von dem nächsten Hügel trennende Eintiefung viel flacher ist.

Solche direkt von der Rinne des Schrodaer Fließes oder von einem der Becken der Bniner Seenkette aus aufragende Höhen treten auch im Landschaftsbilde deutlich als Hügel hervor. Sonst steht die geringe Erhebung zu der enormen Ausdehnung der Formen in einem solchen Mißverhältnis, daß man, innerhalb des Drumlingebietes wandernd, meist nur den Eindruck einer leicht gewellten Hochfläche hat, über deren Rand (an den genannten tieferen Einsenkungen) Kirchtürme und Häusergiebel hervorschauen. Erst die genaue Beachtung der Terrainformen läßt die charakteristischen Eigentümlichkeiten der Drumlinlandschaft erkennen. Dazu gehört vor allem die hervorragende Parallelität der Einzelrücken, die hier in Posen, wie am besten aus dem Kartenbilde zu ersehen ist, in fast mathematischer Strenge hervortritt.

Auch am Bodensee gibt es Drumlins von wenigen Metern Höhe, doch gehören sie zu den Ausnahmen. In Hinterpommern sind sie häufiger; hier besitzen die meisten Hügel nach KEILHACK (a. a. O.) Höhen zwischen 5 und 15 Metern. Doch sind auch dort Hügel von weniger als 5 m relativer Höhe, die in unserem Gebiete noch recht häufig sind, selten.

Nach den bei meinen Drumlinstudien in verschiedenen Gebieten der Voralpen, Norddeutschlands, Dänemarks und Schwedens gewonnenen Erfahrungen sind im allgemeinen die längsten Drums die niedrigsten und die durch schärfste Parallelität ihrer Achsen ausgezeichneten. Da die langen Hügel zumeist mehrere Kuppen tragen, so könnte man sich denken, daß bei länger währender Einwirkung des Inlandeises auf eine solche Drumlinlandschaft die Senken zwischen den Hügeln vertieft und die Kuppen isoliert würden. Es würden dann kürzere, höhere und weniger scharf parallel gestellte Hügel resultieren. Natürlich würde eine solche Anschauung die Entstehung der Drumlins durch Erosion und nicht durch Aufschüttung als Voraussetzung fordern.



Fig. 1.
Drumlins bei Kurnik, südöstlich von Posen. 1 : 37 500.
(Verkleinerter Ausschnitt aus dem Meßtischblatt Kurnik.)

Was die Richtung der Posener Drumlins betrifft, so sind die Längsachsen der Hügel im allgemeinen von Nordwest nach Südost orientiert. Doch macht sich im südwestlichen Teile des Gebietes mehrfach eine leichte Abweichung gegen Süd und bei den nordöstlichsten Hügeln eine deutliche gegen Ost bemerkbar, so daß also eine leichte Fächerung der Hügelachsen vorliegt.

Das ganze Drumlingebiet südöstlich von Posen umfaßt ungefähr ein Areal von 325 Quadratkilometern. Es ist jedoch schwer zu umgrenzen, da einzelne Rücken weit von der Hauptmenge entfernt liegen. Die dichteste Scharung erfahren die Drums zwischen der Bniner Seenkette im Südwesten und der Landstraße Tulce—Schroda im Nordosten. Die Gesamtzahl der Hügelwellen mag etwa 160 betragen.

Tiefe Aufschlüsse fehlen in unserem Drumlingebiete fast ganz, doch dürften bei der geringen Höhe der meisten Hügel auch die flacheren Gruben, Wegabstiche und dergleichen einen ziemlich guten Einblick in die Zusammensetzung der Oberflächenformen der Gegend gewähren. Hiernach bestehen die Hügelwellen ganz vorwiegend aus vielfach sehr steinreichen Geröll- oder Geschiebesanden. Auch in dem von mir nicht besuchten südöstlichen Teile des Gebietes verzeichnet das Meßtischblatt sehr viele Kies- und Sandgruben. Auch eine Decke von Geschiebemergel scheint also zu fehlen. Dagegen war in den tieferen Lagen in der Gegend von Kurnik, sowohl östlich wie westlich der erwähnten Seenrinne, unter den Sanden Geschiebemergel aufgeschlossen. Im gleichen Niveau werden bei Bnin auf der Westseite der Rinne in der dortigen Ziegelei Bändertone abgebaut. Nahe dem Nordende des Bniner Sees treten feine Sande bis an das östliche Ufer heran. Schichtenstörungen oder Auffaltungen wurden nicht beobachtet.

Was das Drumlingebiet noch besonders interessant macht, ist der Umstand, daß sich durch dasselbe die genannte prächtige Bniner Seenkette zieht. Sie ist eine typische Bildung dieser Art und besteht, abgesehen von einigen Sumpfbecken im Norden, aus neun, durch mehr oder weniger hohe Landschwellen voneinander getrennten Seen.

Der südlichste und höchstgelegene (68 m ü. M.) ist der Raczynski-See. Sein Südende ist nur $^3/_4$ Kilometer von einer Ausbuchtung der Warthe-Niederung entfernt und durch eine bis 17 m über seinen Wasserspiegel aufragende Landschwelle von ihr getrennt. Bei Santomischel geht die von Schrimm nach Schroda führende Landstraße über die bis $5^1/_2$ m über

den Wasserspiegel sich erhebende, nur von dem Verbindungsbach durchschnittene Schwelle zwischen dem genannten und dem nächstfolgenden, dem Lekno-See (67,1 m ü. M.). Zwischen dem Lekno- und dem nördlich anschließenden Klein-Jeziory-See befindet sich eine ebenfalls $5^1/_2$ m hohe Landbrücke. Annähernd 5 m ragt die drumlinartig geformte Landerhebung auf, welche den Klein-Jeziory-See fast vollkommen von dem Groß-Jeziory-See (66,4 m ü. M.) abschließt. Der Verbindungsbach zwischen den beiden Seen ist ganz auf die westliche Seite gedrängt.

Das Nordende des letztgenannten Sees wird unmittelbar bis auf eine ca. 140 m breite Passage (Groß-Jeziory-See im unteren Teil 350 m, Bniner See 550 m breit) von einer leichten Landerhebung (bis $1^1/_4$ m) umschlossen. Dann folgt eine breite Sumpfniederung, die im Westen von höherem Land begleitet wird und bis an das Südufer des wenig breiteren Bniner Sees (65,5 m ü. M.) reicht.

Besonders interessant ist die Schwelle, welche den langgestreckten Bniner See nach Norden abschließt und ihn von dem Kurniker See (65,3 m ü. M.) trennt. Sie besteht aus zwei am Nordende miteinander verschmolzenen Drumlinhügeln, welche bis 5 m aufragen, und von denen das größere die Stadt Bnin trägt. Der jetzige Seeabfluß führt auf der Westseite dieses in seinem südlichen in den See vorspringenden Teile steil abfallenden Hügels entlang.

Zwischen dem Kurniker und dem nordwestlich davon gelegenen Skrzynkier See (65,2 m ü. M.) schiebt sich eine flache, etwas über 1 m über den Wasserspiegel aufragende, inselförmige Landerhebung ein, während der letztgenannte See auf seiner Nordseite durch eine an der höchsten Stelle 5 m über den Wasserspiegel reichende Schwelle von dem kleinen Wasserbecken bei der Ortschaft Skrzynki (65,1 m ü. M.) getrennt wird.

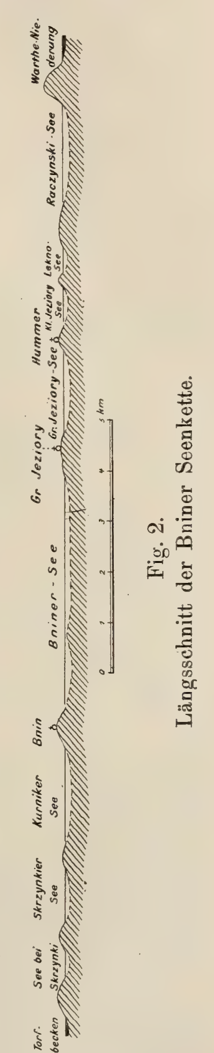


Fig. 2.
Längsschnitt der Bniner Seenkette.

Nach Norden folgt nun wiederum eine Schwelle (bis annähernd 4 m über dem Wasserspiegel), dann ein unregelmäßig gestaltetes Torfbecken, dann, indem die Rinne nach Westen umbiegt, eine weitere Schwelle von $7^1/_2$ bis 10 m Höhe und schließlich der Waldauer See (64,6 m ü. M.), das letzte Wasserbecken der Seenkette. An dieses schließen sich in nordwestlicher Richtung noch weitere, durch Schwellen voneinander getrennte Torf- und Sumpfbecken an.

Die beschriebene Seenkette ist ausgezeichnet durch die annähernd gleiche Breite der einzelnen Glieder fast in ihrem ganzen Verlaufe, wodurch sie ganz besonders als eine einheitliche Rinne erscheint. Die durchschnittliche Breite der Seen schwankt zwischen 350 und 500 m. Die Mehrzahl der Wasserbecken sind Rinnenseen, d. h. sie sind erheblich länger als breit. Der schönste von ihnen ist der Bniner, von typisch „schlauchförmiger“ Gestalt, etwa zehnmal so lang als breit.

Daß die Seenrinne nicht durch fluviatile Erosion entstanden sein kann, braucht kaum besonders hervorgehoben zu werden. Mit ihrem ungleichsinnigen Sohlengefälle stellt sie die charakteristische Form subglazial gebildeter Täler oder Rinnen dar.

Es verdient in diesem Zusammenhange besonders hervorgehoben zu werden, daß die Drumlins an den Ufern der Seen in ihrer Achsenrichtung durchaus übereinstimmen mit der Längsrichtung der Seenkette. Dazu kommt die eigenartige Ausbildung der Schwelle von Bnin in Form von Drumlinhügeln. So daß man sich des Eindrucks nicht erwehren kann, daß Drumlinlandschaft und Seenkette eine einheitliche, gleichzeitig entstandene Bildung sind. Die Seen stellen besonders tiefe und breite Senken in der Drumlinlandschaft dar.

Da die Seenkette nur durch Erosionsvorgänge entstanden sein kann, so wird es mithin auch für die Drumlinlandschaft mehr als wahrscheinlich, daß sie im wesentlichen durch subglaziale Erosion als Skulpturform herausgebildet worden ist.

Noch in anderer Beziehung ist die gleichartige Richtung von Drumlins und Rinnenseen von Bedeutung. Sind wir längst gewöhnt, aus der Orientierung der Drumlinachsen die Bewegungsrichtung des ehemaligen Inlandeises und die senkrecht dazu verlaufende Eisrandlage abzuleiten, so dürfen wir in gleicher Weise dazu auch die (radialen) Rinnenseen und Seenketten benutzen, welche eine viel allgemeinere Verbreitung besitzen und auf jeder besseren topographischen Karte ohne

weiteres zu erkennen sind. Sie können daher vor allem auch wichtige Fingerzeige für die ungefähre Richtung noch festzustellender ehemaliger Eisrandlagen bezüglich Endmoränenzüge abgeben.

Nächst der Bniner Seenkette stellt die Furche des Schrodaer Fließes eine markante Senke in der Drumlinlandschaft dar. Auch sie ist keine einheitliche Rinne, sondern ist gleichfalls durch wenn auch sehr niedrige Schwellen (wie nördlich von Pierschno, bei Kromolice und an anderen Stellen) gegliedert. Als ich nicht lange nach der Schneeschmelze des letzten Winters die Gegend besuchte, stellte daher die überschwemmte Wiesenniederung eine Reihe langgestreckter Wasserflächen dar.

Die Längsachse der Senke des Schrodaer Fließes ist etwas stärker gegen Ost gerichtet als die Seenkette. Genau dem entsprechen die Drumlins in dieser Gegend, wie oben schon angedeutet wurde.

Der durchschnittlichen nordwest—südöstlichen Richtung der Drumlinachsen müßte eine ungefähr Südwest—Nordost verlaufende Eisrandlage entsprechen. Eine solche ist in der Tat durch Endmoränenbildungen zu belegen. An den von BERENDT und KEILHACK[1]) nachgewiesenen Endmoränenzug, welcher von Lissa bis östlich von Dolzig verläuft, schließen sich in nordöstlicher Richtung unmittelbar einige bis 42 m über die Obra-Niederung aufragende bewaldete Hügelkuppen an. Eine Reihe unregelmäßig gestalteter kleinerer, durch eine Anzahl Kiesgruben aufgeschlossener Erhebungen bildet die Verbindung zwischen ihnen und einem bei Bielejewo beginnenden und fast ununterbrochen sich in nordöstlicher Richtung bis nahe Michalowo (nordwestlich von Zerkow) erstreckenden, aus Geröll- und Geschiebesanden bestehenden, ausgesprochen wallförmigen Hügelzuge. Über Michalowo zieht sodann eine Reihe von einzelnen Hügeln zu der massigen, wahrscheinlich einen Kern aufgestauchter älterer Schichten enthaltenden Lissa gora, mit welcher der Endmoränenzug an der Prosna-Warthe-Niederung abbricht.

---

[1]) Jahrbuch der Kgl. geolog. Landesanstalt 1894, Bd XV, S. 235 bis 251.

31. Über eine präneocome Schichtenverschiebung im nördlichen Harzvorlande.

Von Herrn H. Stremme.

Berlin, den 17. Juni 1909.

In seiner jüngst erschienenen Arbeit über „das Alter der deutschen Mittelgebirge“ [1]) stellt Stille fest, daß jungjurassische (präcretacische) Störungen im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, am Eggegebirge und im Hannoverschen nachgewiesen sind. Bei Gelegenheit einiger Exkursionen, die ich im Laufe der letzten Jahre in das nördliche Harzvorland der Gegend von Quedlinburg führte, glaube ich einige Tatsachen gefunden zu haben, die gleichalterige Störungen auch in dieser Gegend wahrscheinlich machen, jedenfalls aber eine präneocome Störung beweisen.

Zwei der besten Aufschlüsse, die mir innerhalb des Quedlinburger sog. Aufbruchssattels bekannt geworden, sind die der Trebertschen Tongrube vom Vorderkley bei Quedlinburg und des Hohlweges zwischen Königstein und Jeschkenberg (auf dem alten Meßtischblatte: Friedrichskopf) bei Westerhausen. Jener liegt im östlichen, dieser im westlichen Abschnitte des Aufbruchssattels, der durch den bei Westerhausen eintretenden Zapfenbach in zwei Teile zerschnitten wird.

In der Trebertschen Tongrube werden die Amaltheentone abgebaut, die die schönen perlmutterglänzenden Quedlinburger Amaltheen der Sammlungen liefern. Die dunklen, an sich wenig eisenreichen Tone sind von roten, braunen und grauen Sphärosideritknollen durchzogen. In den oberen Dezimetern sind die Tone auffallend hellgrau gefärbt (durch frühere Verwitterung?) und ganz zu oberst, auf ihrer Oberfläche, intensiv rot und limonitisch gelb gefleckt. Sie werden von den weißen Neocomsandsteinen überlagert, in denen sich reichlich Pflanzenreste und auch einige Exemplare von *Panopaea neocomiensis* d'Orb. fanden. Das Neocom führt hier an der Basis kein Konglomerat, sondern ist anscheinend im östlichen Teile der Sandgrube tonig entwickelt. Diese mit feinen Sanden wechsellagernden grauen und dunkleren Tone, in denen ich keine Fossilien fand, sind an dem Hohlwege östlich der Steinberge gegenüber Börnecke im westlichen Teile des Sattels aber auf

[1]) Centralbl. Min. 1909, S. 270—286.

dem gleichen Flügel gut aufgeschlossen. Der Aufschluß reicht nicht in das Liegende der Tone, die hier nicht mehr die Amaltheentone überlagern können, da diese im westlichen Teile des Aufbruchssattels fehlen. Im östlichen Teile reichen die Liastone auch an den anderen Flügel des Sattels heran. Bei Vorderkley fällt das Neocom schwach nach Nordosten ein. Die Überlagerungsfläche liegt nach dem Meßtischblatte Quedlinburg bei etwa 145 m Meereshöhe.

Auf dem westlichen Abschnitte des Sattels steht nicht weit von der Mitte des ganzen Gebildes das Neocom ziemlich steil. Am Königstein bildet es eine Teufelsmauer und zeigt in dem Hohlwege westlich des Königsteins starke Zerrüttung. An seiner Basis führt es das eisenschüssige Transgressionskonglomerat, das hier die bunten Mergel des mittleren Keupers überlagert. Einzelne Keuperschollen scheinen in den Konglomeratschichten zu liegen. Die Transgressionsfläche hat nach dem Meßtischblatte Halberstadt etwa 143 m Meereshöhe. Ähnliche Aufschlüsse sind auch am nächsten Hohlwege und, nach Beyrich[1]), unmittelbar bei Börnecke zu finden. Der Gipskeuper reicht bis nahe an den gegenüberliegenden Sattelflügel heran, soll dann aber nach den älteren Karten durch Rhät und unteren Lias abgelöst werden.

Die Flächen der Überlagerung von Neocom über Lias und Keuper liegen also in der gleichen Meereshöhe, die für die Basis des Neocoms im Aufbruchssattel durchaus konstant bleibt. Daraus folgt, daß das Neocommeer über eine wenigstens an dieser Stelle ebene Fläche transgredierte, an deren oberflächiger Zusammensetzung u. a. die Schichten des mittleren Keupers und des mittleren Lias teilnahmen.

Die Entfernung Vorderkley—Jeschkenberg beträgt etwa 6 km. Aber der mittlere Keuper tritt auch schon in größerer Nähe zum Lias zutage; graugrüne Mergel, die im östlichen Abschnitte des Sattels, also rechts vom Zapfenbache, auf den Feldern zu erschürfen sind, dürften ihm wohl angehören. Östlich von diesem Mergel liegen von Liasschichten zunächst nicht die Amaltheentone, sondern dünnplattige, z. T. sehr fossilreiche, sandige Kalke, die in z. T. recht großen Platten auf den Feldern verstreut sind. An Fossilien führen die Platten am häufigsten *Ostrea sublamellosa* Dkr., daneben unbestimmbare Pflanzenreste. Die Platten gleichen vollkommen den in der Sammlung Brandes des Berliner Geologischen Institutes befindlichen aus dem unteren Lias von Halberstadt.

---

[1]) Diese Zeitschr. 1849, S. 320.

In welcher Weise nun Lias und Keuper gegeneinander verschoben sind, ob Verwerfungen die Schichten nebeneinander gelegt haben, oder ob das Neocom über die Köpfe der aufgerichteten Schichten transgredierte, oder ob die Lagerung komplizierter ist, kann ich nicht entscheiden. Aus dem Einfallen der Schichten Schlüsse zu ziehen, erlaube ich mir nach meinen Exkursionsbesichtigungen um so weniger, als die späteren Störungen, die auch die Kreideschichten mitbetroffen haben, notwendigerweise ja Änderungen in der Lagerung des Liegenden hervorrufen mußten.

Ähnliche Schichtenverschiebungen unter dem Neocomsandstein hat STILLE aus seinem Aufnahmegebiete in größerer Zahl beschrieben. Auch im nördlichen Harzvorlande, und zwar im Salzgitterschen Höhenzuge, tritt nach DENCKMANN[1]) ein schneller Wechsel im Liegenden des Hilskonglomerates auf. Während dieser sich aber hier in einem beträchtliche Höhendifferenzen aufweisenden Terrain findet (demnach die Transgression auch ein durch Erosion zerschnittenes Gebiet angetroffen haben könnte), liegen im Quedlinburger sog. Aufbruchssattel die Transgressionsflächen des Neocoms über mittleren Keuper und mittleren Lias in der gleichen Meereshöhe von etwa 145 m. So gut STILLE aus seinen Beobachtungen auf präneocome (auf Grund anderer Fakten als jungjurassisch fixierte) Störungen schließen konnte, wird man auch hier eine präneocome gelten lassen müssen.

---

[1]) Geogn. Verh. von Dörnten. Abh. geol. Spezialk. Preußen VIII, 2, 1887. Vergl. STILLE, Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesoz. d. Egge-Geb. Jahrb. 1902, S. 306.

Neueingänge der Bibliothek.

Ameghino, Florentino: Le Litige des Scories et des Terres Cuites Anthropiques des Formations Néogènes de la République Argentine. Buenos-Ayres 1909.

Belowsky, M.: Über den angeblichen, als Leucituranolith bezeichneten Meteoriten von Schafstädt und Merseburg. S.-A. aus: Centralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 10. Stuttgart 1909.

Brückner, Ed. und Muret, E.: Les Variations périodiques des Glaciers. Commission internationale des Glaciers. XIIIme Rapport 1907. Extrait des Annales de Glaciologie, t. III. April 1909. Berlin 1909.

Calker, F. J. P. van: Mitteilungen aus dem Mineral.-geol. Institut der Reichsuniversität zu Groningen aus den Gebieten der Kristallographie, Mineralogie, Petrographie, Geologie u. Paläontologie, Bd. II, H. 1 mit 8 Tafeln. Leipzig und Groningen 1909.

Glangeand, Ph.: Les Volcans d'Auvergne. Leur Caractère, leur Genèse — leur Évolution. Éditions de la Revue politique et littéraire (Revue Bleue) et de la Revue Scientifique. Paris.

Gothan, W.: Entwicklung der Pflanzenwelt im Laufe der geologischen Epochen. Aus: Die Natur, eine Samlung naturwissenschaftlicher Monographien. Osterwieck, Harz.

Haarmann, Erich: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, T. 1, H. 1. Berlin 1909.

Hambloch, Anton: Der Traß, seine Entstehung, Gewinnung und Bedeutung im Dienste der Technik. Vortrag, gehalten im Mittelrhein. Bezirksverein des Vereins deutscher Ingenieure in Coblenz am 2. Februar 1909. Berlin 1909.

Katzer, F.: Zur Frage der Entstehung und Einteilung der brasilischen Campos. S. A. aus: Petermanns Geogr. Mitt. 1902, H. 8. Gotha 1902.

— Zur Karsthydrographie. S. A. w. v. 1908, H. 11. Gotha 1908.

— Über einen Brasil-Monazitsand aus Bahia. S. A. aus: Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Nr. 18. Wien 1905.

— Auf der Lagerstättensuche im Unteren Amazonasgebiete. S. A. aus w. v. **46.** Jahrg. 1908.

— Die Braunkohlenablagerung von Ugljevik bei Bjelina in Nordostbosnien. S. A. aus: Berg- und Hüttenmänn. Jahrbuch der k. k. montanist. Hochschulen zu Leoben u. Příbram, Bd. **55,** 1907, H. 3. u. 4. Wien 1907.

— Die Minerale des Erzgebietes von Sinjako und Jezero in Bosnien. S-A. aus: Jahrb. d. k. k. montanist. Hochschulen 1909. IV.

— Zur Verbreitung des Trias in Bosnien. S.-A. aus: Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. der Wissenschaften. Prag 1901.

— Geologische Übersicht von Bosnien und der Hercegovina. S.-A. aus der Einleitung des „Führers f. d. Exkursion durch Bosnien und die Hercegovina des IX. internat. Geologen-Kongresses". Sarajevo 1903.

— Geschichtlicher Überblick der geologischen Erforschung Bosniens und der Hercegovina. S.-A. aus der „Bosnischen Post". Sarajevo 1904.

— Karst u. Karsthydrographie. Zur Kunde der Balkanhalbinsel, H. 8. Sarajevo 1909.

Klautzsch, A.: Geologisch-petrographische Mitteilungen aus den deutschen Kolonien. I. Die Gesteine des Weriagebietes und das dortige Goldvorkommen (Kaiser Wilhelms-Land, Neu-Guinea). S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, T. 2, H. 2. Berlin 1909.

Kuntz, J.: Beitrag zur Geologie der Hochländer Deutsch-Ostafrikas mit besonderer Berücksichtigung der Goldvorkommen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XVII, 1909, H. 5. Berlin 1909.

Pavlović, P. S.: Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferen aus den II. Mediteranschichten in Serbien. S.-A. aus: Annales géolog. de la Péninsule balkanique, t. VI, Fasc. 2. Belgrad 1908.

— Beiträge zur Fauna der Tertiärablagerungen in Alt-Serbien. S.-A. w. v. Belgrad 1908.

Rutten, L. M. R.: Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. (Dissertation.) Utrecht 1909.

Range, P.: Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. **60**, Jahrg. 1908, Nr. 3. Berlin 1908.

— Über einen Schlämmapparat. S.-A. aus d. Briefen d. Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Nr. 4, Jahrg. 1905. Berlin 1905.

— Die geologischen Formationen des Namalandes. S.-A. aus: Monatsberichte (wie vor), Bd. **61**, Jahrg. 1909, Nr. 2. Berlin 1909.

— Reisestudien in Groß-Namaland. S.-A. aus: Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. Berlin 1908.

— und Hess von Wichdorff: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). S-A aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1906. Bd. XXVII, H. 1. Berlin 1906.

Sacco, Federico: Il Gruppo della Majella, Studio Geologico. Reale Accademia delle Scienze di Torino (Anno 1908—1909). Torino 1909.

— Glacialismo ed Erosioni nella Majella. Estratto dagli Atti della Societá Italiana di Scienze Naturali, vol. **47**. Pavia 1909.

— Un Allarme di Geologia applicata alle Direttissime Bologna-Firenze e Genova-Milano, Perugia 1908.

— Il Molise, Schema Geologico. Roma 1909.

Schauinsland: Darwin und seine Lehre. Beilage zu Bd. XIX d. Abh. d. Nat. Ver. Bremen 1909.

Spethmann, H.: Der Begriff „Caldera“. S.-A. aus: Globus, Illustr. Zeitschr. f. Länder- und Völkerkunde, Bd. **95**, Nr. 16. Braunschweig 1909.

Stille, Hans: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. S.-A. aus: Centralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 9. Stuttgart 1909.

— Exkursion in den südöstlichen Deister am 5. Juli 1908. S.-A. aus: d. 1. Jahresber. d. Niedersächsischen geol. Vereins 1908.

— Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Bd. **61**, Nr. 1. Berlin 1909.

Stutzer, O.: Kontaktmetamorphe Erzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, April 1909. Berlin 1909.

— Sommertage in Alaska und Yukon. S.-A. aus: Globus, Bd. **95**, Nr. 18 u. 19. Braunschweig 1909.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 7. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 7. Juli 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr RICHARD LANG, Assistent am geologisch-mineralogischen Institut der Universität Tübingen, vorgeschlagen von den Herren KOKEN, VON HUENE und FREUDENBERG.

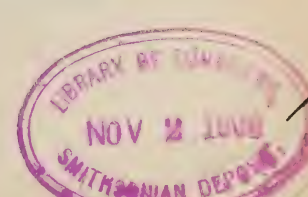
Herr J. PRECHT, Professor, Neu-Staßfurt bei Staßfurt, vorgeschlagen von den Herren RINNE, BEYSCHLAG und RAUFF.

Nachdem der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vorgelegt und besprochen hat, erteilt er Herrn W. GOTHAN das Wort.

Herr **W. GOTHAN** trug **Weiteres über floristische Differenzen (Lokalfärbungen) in der europäischen Carbonflora** vor. (Vorläufige Mitteilung.)

Über diesen Gegenstand hatte Verf. schon früher in dieser Zeitschrift (Monatsber., Bd 59, 1907, S. *151—153*; auch: Naturwissenschaftl. Wochenschr. vom 22. IX. 1907) einiges veröffentlicht. Obwohl diese Studien, deren Resultate geeignet erscheinen, die allgemein verbreitete Anschauung von der Homogenität der Carbonflora[1]) des nördlichen Typus auf große

[1]) Von der *Glossopteris*-Flora der Süd-Hemisphäre sehe ich hier überhaupt ab; deren Heterogenität gegenüber der der nördlichen Hemisphäre ist sattsam bekannt.



Strecken hin erheblich zu erschüttern, noch weit von einem einigermaßen abschließenden Stadium entfernt sind, hat sich doch manches Interessante in der Frage neu ergeben, so daß ein bedeutender Fortschritt gegen die früheren Mitteilungen vorliegt. Im folgenden sind, wie der Titel andeutet, meist nur die europäischen Carbonfloren berücksichtigt, also eines ziemlich beschränkten, kleinen Gebiets, und selbst auf diesem sind die Differenzen z. T. sehr auffallend.



Übersichtskärtchen über die Lage der europäischen Carbonreviere.

Die schwarz ausgefüllten Felder sind paralische Reviere, die schraffierten Binnenreviere. a = Armorikanischer Bogen. v = Variscischer Bogen. D = Donetz-Revier (Rußland). O = Oberschlesisches Revier. R = Ruhr-Revier. A = Aachener, B = Belgisches, F = Nordfranzösisches (Valencienner) Revier. E = Englische Reviere. S = Saar-Revier. Z = Zwickauer, N = Niederschl.-Böhmisches Revier. Bö = Böhmisches Becken. H = Revier von Héraclée (Eregli) in Kleinasien.

Die Darlegung der einschlägigen Verhältnisse wird nun in der Weise erfolgen, daß solche Arten und Artengruppen, bei denen ein lokalisiertes Vorkommen sicher, wahrscheinlich, oder bei denen wenigstens der Verdacht zu einer solchen Annahme naheliegt, der Reihe nach aufgezählt werden, unter Angabe des Vorkommens usw.; von der Beigabe von Abbildungen, die mir zur sicheren Begründung des Vorgebrachten und zur besseren Verständigung mit den Fachgenossen unerläßlich scheinen, sehe ich hier absichtlich ab, da alle oder

fast alle erwähnten Arten, soweit irgendwie wünschenswert, in einer ausführlicheren Mitteilung über das Thema im Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt abgebildet werden sollen; auch genauere Zitate habe ich hier zugunsten der Übersichtlichkeit dieser kurzen Darstellung meist vermieden und verweise auch in dieser Hinsicht auf die spätere Publikation. Die Einteilung der Carbonreviere in paralische und Binnen-Becken (a. a. O., S. *150—152*) ist auch hier aus den dort erörterten Gründen beibehalten. Zur raschen Orientierung über die Lage der Becken ist das Übersichtskärtchen beigegeben, das die Direktion der Kgl. Geolog. Landesanstalt in Berlin freundlichst zum Abdruck lieh, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

1. *Rhacopteris asplenites* (GUTB.) SCHIMP.

Vorkommen: Im niederschlesisch-böhmischen Becken auf dem böhmischen Flügel (Zdiarek).
Böhmische Binnenbecken: häufig (Rakonitz, Radnitz).
Zwickauer Revier.
Saarrevier.

Die sehr charakteristische Art ist zwar, außer anscheinend in den böhmischen Binnenbecken, nirgends häufig, ist aber in den genannten Revieren mit einer gewissen Regelmäßigkeit vorhanden; sie ist eine typische Binnenbeckenpflanze. In den paralischen Becken fand sich keine Spur von ihr; von der Zeche Schlägel und Eisen bei Recklinghausen im Ruhrrevier befindet sich in der Sammlung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt ein kleiner Blattschnipsel, der an unsere Art erinnert, doch ist mir das bei der Mangelhaftigkeit dieses einzigen Restes und im Hinblick auf die Heimatreviere der Art mehr als unsicher. Auch nach Westen und Osten scheint die Art nicht über die genannten Reviere hinauszugehen.

2. *Sphenopteris Baeumleri* ANDR.

Vorkommen: Kleinasien (Héraclée).
Oberschlesien (häufig und charakteristisch vom Sattelflözzug bis Orzescher Schichten).
Niederschlesien.
Ruhrrevier (häufig und charakteristisch in der Magerkohle, seltener bis in die untere Fettkohle).

Das Vorkommen der Art ist sehr auffällig; während sie speziell in Oberschlesien und im (ganzen?) Ruhrbezirk zu den integrierenden Bestandteilen der Flora gehört, fehlt sie westlich des Ruhrgebiets (schon in Aachen!) völlig. In Valenciennes wird sie gewissermaßen durch die in ähnlichen Horizonten

vorkommende *Pecopteris aspera* BRONGN. und *Sphenopteris Laurenti* vertreten (siehe Nr 16). Bezüglich des Héracléer Vorkommens vgl. Nr 3—8.

3. *Ovopteris Schwerini* (STUR) BEHR. 4. *Ovopteris* (*Discopteris*) *Karwinensis* (STUR) POT. 5. *Sphenopteris Frenzli* STUR 6. *Sphenopteris Aschenborni* STUR 7. *Ovopteridium Vuellersi* (STUR) BEHR. 8. *Ovopteridium Schatzlarense* (STUR) BEHR.	Östliche Typen, westlich von Schlesien fehlend oder selten.

Die vorgenannten Arten, zu denen sich noch *Sphenopteris Baeumleri* gesellt, die westlich des Ruhrreviers fehlt, charakterisieren die schlesische Flora und kommen auch in dem Héracléer Revier (Kleinasien) vor. ZEILLER wies zuerst auf den gleichen Einschlag der schlesischen und Héracléer Flora hin, den die obigen Arten repräsentieren, der den genannten Bezirken ein charakteristisches Lokalkolorit gibt; zumal in Oberschlesien sind einige dieser Arten (Nr 3, 4, 5, 8) häufig, und man stößt immer wieder auf sie. An dem östlichen Charakter dieser Pflanzen vermag auch die Tatsache nichts zu ändern, daß einige davon ihre Ausläufer bis zum Ruhrrevier (*Ovopteridium Schatzlarense* nach BEHREND) und gar bis Valenciennes ausstrecken, wo sich nach ZEILLER *Ovopteris Karwinensis* (Courcelles-les-Lens, Fl. E.) *Ovopteris Karwinensis* gefunden hat. Diese Pflanzen sind dort, wie ihr seltenes Vorkommen beweist, Akzessoria, während sie in dem genannten östlichen Gebiet ganz offensichtlich beheimatet, wohl endemisch sind. Erwähnt sei noch, daß über die Verhältnisse im Donetzgebiet in dieser Richtung noch zu vieles dunkel ist, daß aber die Veröffentlichungen ZALESKYS auch hier bald weitere Einsicht in die floristischen Verhältnisse bringen werden. Bis auf weiteres müssen wir uns mit der auffallenden Tatsache begnügen, daß die schlesischen und das Héracléer Revier einen sehr charakteristischen Einschlag gleicher Florenelemente aufweisen (vgl. auch Nr 39).

9. *Sphenopteris Laurenti* ANDR. (vgl. auch Nr 2).

Vorkommen: England (nach KIDSTON).
Nordfrankreich (häufig in der Zone inférieure nach ZEILLER).
Belgien (nach STUR).
Aachen.
Ruhrrevier.
Héraclée (?).

Das Vorkommen der Art wird von Nord-Frankreich nach Osten immer dürftiger; im Ruhrgebiet ist sie selten, häufiger in Aachen. In den schlesischen Becken fehlt sie völlig, und darum möchte ich auch an die Identität des von ZEILLER aus dem Héracléer Revier angegebenen Restes der Art nicht ohne weiteres glauben; es wäre, wie BEHREND bemerkt, dann „der einzige Rest aus Vorkommnissen östlich des Ruhrreviers".

10. *Sphenopteris Hoeninghausi* BRONGN. Diese Art im erweiterten Sinne POTONIÉs erfreut sich einer weiten Verbreitung (England bis Héraclée). Wenn sie hier angeführt wird, so geschieht das erstens aus dem Grunde, weil, wie BEHREND angibt und auch dem Verf. wohlbekannt ist, die östlichen (schlesischen) Exemplare eine auffallend geringere Bespreuschuppung der Spindeln aufweisen als die im Westen gefundenen, und zweitens, weil gewisse Formen der Art, die in Schlesien häufig sind (cf. *Stangeri* und *Schlehani* STUR pro SP.), im Westen zu fehlen scheinen; ZEILLER hat die zwei genannten STURschen Arten nicht als Synonyme zu *Sphenopteris Hoeninghausi* gezogen wie POTONIÉ und nach ihm BEHREND, von denen ersterer sie als Formen (*Stangeriformis* und *Schlehaniformis*) bestehen ließ, letzterer nur *Sphenopteris Larischi* STUR (= *Larischiformis* POTONIÉ) als Form der Gesamtart aufrecht erhält. Es fragt sich gerade im Hinblick auf das geographische Vorkommen, ob eine Vereinigung der STURschen Arten mit *Sphenopteris Hoeninghausi* BRONGN. nicht zu weit geht. Ob dann vielleicht auch die verschieden starke Bespreuschuppung eine einfache Erklärung findet?

11. *Ovopteris Goldenbergi* ANDR. (nach BEHREND ist die Art mit *Ovopteris cristata* BRONGN. z. T. identisch und muß diesen Namen führen). Die Art scheint nur im Saarrevier vorzukommen, wo sie ziemlich häufig ist; sie ist noch nirgend anderswo nachgewiesen.

12. *Ovopteridium Schumanni* (STUR) BEHREND. Vielleicht Lokalpflanze Niederschlesiens, wo sie sich beim 7. Flöz der Rubengrube bei Neurode in größerer Menge gefunden hat.

13. *Urnatopteris tenella* KIDSTON. In England nach dem Autor mehrorts zahlreich gefunden, anderswo fehlend.

14. *Eremopteris artemisiaefolia* (BRONGN.) SCHIMP. Die seltene Art fand sich bisher nur in England und Belgien; ich führe sie trotz der Seltenheit hier mit an wegen ihrer großen Eigentümlichkeit, die SCHIMPER auch in dem Namen ausdrückte, und weil die Gemeinsamkeit dieser Art für England und Belgien an das Verhältnis von *Sphenophyllum tenerrimum* erinnert (Nr 35).

15. *Sphenopteris germanica* Weiss. Diese nur im Rotliegenden vorkommende Art zeigt eine ausgesprochen östliche Verbreitung; im niederschlesisch-böhmischen Rotliegenden bei Ottendorf und andern Orten dieser Gegend, ferner im Rotliegenden von Wünschendorf bei Lauban zahlreich vorkommend, nimmt sie nach Westen schnell ab [nordwestliches Sachsen, Thüringen noch gefunden[1]]; in den Saar- und französischen Vorkommnissen fehlt sie gänzlich (Gegenstück zu Nr 19).

16. *Pecopteris aspera* Brongn. Diese verbreitete Art (Oberschlesien, Sachsen, Schwarzwald, Aachen, Valenciennes) fehlt merkwürdigerweise im Ruhrgebiet völlig, ein bei der Nähe des Valenciennner Reviers (hier nach Zeiller in der Zone inférieure „assez commun"!) und des Aachener Bezirks, wo sie nicht selten ist, höchst verwunderliches Verhalten, das zu dem von *Sphenopteris Baeumleri* (Nr 2) ein Gegenstück bildet. Sie wäre in der Magerkohle des Ruhrreviers durchaus zu erwarten, es ist aber noch nicht der kleinste Schnipsel davon gefunden worden. Im Saarrevier usw. kann sie natürlich nicht vorkommen, da hier hinreichend tiefe Schichten nicht entwickelt oder bekannt sind.

17. *Alethopteris Davreuxi* Brongn. Schon in der früheren Publikation wies ich darauf hin, daß die Zeillersche *Alethopteris Davreuxi* aus Valenciennes von der des Saarreviers (die Potonié, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen, Lief. I, Nr 12 beschreibt) ganz verschieden ist, was übrigens, wie ich nachträglich sah, schon Sterzel betont hatte; ohne hier darüber zu diskutieren, welche von beiden Arten die wirkliche *Alethopteris Davreuxi* ist, sei nur das Folgende bemerkt: Die von Potonié a. a. O. als *Alethopteris Davreuxi* beschriebene Art ist in der Flammkohle des Saarreviers (oberer Teil des mittleren Produktiven Carbons) gemein, im Ruhrrevier (auch am Piesberg nicht!), in Niederschlesien, Oberschlesien usw. hat sich noch keine Spur davon gezeigt, ein bei der Häufigkeit im Saarrevier sehr auffallendes Verhältnis. Nach dem Vorkommen im Saarrevier zu urteilen, müßte das geologische Vorkommen der Art in Valenciennes genau umgekehrt sein, wie es Zeiller angibt. Die Unklarheiten in diesem Falle muß noch die Zukunft beseitigen.

---

[1]) Neuerdings von Schuster auch aus der Pfalz (Saarrotliegendes) angegeben, jedoch ist das betreffende Stück, wie seine Abbildung zeigt, nicht *Sphenopteris germanica*; in unseren Sammlungen befindet sich aus dem Rotliegenden von Alsenz (Pfalz) ein Fetzchen, das eher zu unserer Art gehören könnte, doch ist auch das unsicher.

18. *Callipteris conferta* BRONGN. Dieses charakteristische Leitfossil des Rotliegenden erfreut sich einer weiten Verbreitung, scheint aber in Deutschland nach Norden hin selten zu werden oder ganz gefehlt zu haben, und zwar nördlich der Linie: Ballenstedt a. H., Hallische Gegend, nordwestliches Sachsen, Wünschendorf; auch im Zwickauer Rotliegenden fehlt sie! (dagegen angeblich noch bei Weißig bei Dresden); ebenso im Schwarzwald, wenigstens ist das Vorkommen dort sehr unsicher.

19. *Callipteris lyratifolia* GÖPP. sp. Die Art bildet ein Pendant zu *Sphenopteris germanica* (Nr 15) und ist auf den Westen Europas beschränkt [französische Becken und Saarrevier, Thüringen (?)]. Überhaupt kann man sich bei unbefangener Betrachtung des Vorkommens der *Callipteris*-Arten nicht des Eindrucks erwehren, als ob diese mit Ausnahme einer Zechsteinart mit ihren über 20 Arten auf das Rotliegende beschränkte Gattung eine Anzahl Lokalarten von sehr geringer horizontaler Verbreitung enthalte; von solchen nenne ich:

20. *Callipteris curretiensis* ZEILLER; kommt nur in den am französischen Zentralplateau gelegenen Becken von Brive und Lodève vor,

21. *Callipteris lodevensis* (BRONGN.) ZEILLER nur im Lodèver Becken,

22. *Callipteris Moureti* (ZEILL.) GOTH. wie Nr 19 nur bei Brive und Lodève,

23. *Callipteris Raymondi* ZEILL. anscheinend nur bei Blanzy (Charmoy),

24. *Callipteris diabolica* ZEILL. wie Nr 19 u. 21 bisher nur bei Brive und Lodève; hierbei sehe ich ganz von den vielfach nur in einem oder wenigen Stücken gefundenen und daher als Raritäten nur mit Vorsicht oder gar nicht in unserer Frage heranzuziehenden Arten wie *Callipteris Schenki* HEYER, *bibractensis* ZEILL., *oxydata* GÖPP. sp., *Scheibei* GOTH. u. a. ab. Es sei nur noch darauf hingewiesen, daß die Vorkommnisse im östlichen Rußland (Ural) durch die großlaubigen *Callipteris*-Arten, wie sie schon von BRONGNIART in MURCHISON, Géologie de la Russie d'Europe, später von KUTORGA bekannt gemacht wurden, der dortigen *Callipteris*-Flora ein sehr charakteristisches Gepräge aufdrücken; es ist von diesen Formen, die sich an *Callipteris conferta* und Verwandte anschließen, im Westen, also in Deutschland, Österreich, Frankreich, und sonst nichts bekannt geworden.

25. *Odontopteris minor* BRONGN. ist bei uns jedenfalls äußerst spärlich vertreten, wogegen sie in den entsprechenden

Horizonten Frankreichs häufig und dort sehr verbreitet ist (Commentry, Blanzy und Creuzot, St. Étienne, Autun); verbreiteter ist bei uns die Schwesterart *Odontopteris Reichiana* GUTB. sp., und es scheint bei dieser Sachlage nicht ausgeschlossen, daß die von POTONIÉ zu *Odontopteris minor* gestellten dürftigen Reste aus dem Harz und aus Thüringen doch zu *Odontopteris Reichiana* gehören, wie POTONIÉ für den einen Thüringer Rest früher auch angegeben. —

Lonchopteris. Auf die eigentümliche Verbreitung dieser Gattung hatte ich bereits früher hingewiesen. Teilt man sie in zwei Untergruppen, wie ich das in: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lief. VI, Nr 17, 1909 getan habe: *Eulonchopteris* mit typischen, mehr oder weniger engen Maschenadern und *Lonchopteridium* mit wenig Maschen und Übergängen zu *Alethopteris*, so läßt sich das Vorkommen besonders leicht angeben.

Die *Eulonchopteris*-Gruppe beschränkt sich fast ganz auf die paralischen Becken des variskischen Bogens und reicht nur über Niederschlesien in einigen Ausläufern nach Böhmen hinein, fehlt im Saargebiet und den sächsischen Becken völlig und erreicht ihre Westgrenze an der variskisch-armorikanischen Scharung in Nord-Frankreich; in England sind diese bei uns, in Frankreich, Belgien im mittleren Teil des mittleren Produktiven Carbons so häufigen und charakteristischen, so auffallenden Pflanzen so gut wie verschwunden, und nur äußerst dürftige Funde geben uns davon Kunde, daß die Gruppe dort als große Seltenheit existiert hat; in Amerika findet sich keine *Lonchopteris*; wie hinzugefügt sei, auch im Osten (Donetzgebiet) ist noch keine nachgewiesen. Die Gruppe *Lonchopteridium*, allermeist seltene Arten umfassend (bis auf eine Art in Niederschlesien, Nr 28) scheint keinen wesentlichen Unterschied in der Verbreitung erkennen zu lassen, da sich von ihr Vertreter in den Binnenbecken und den paralischen finden, die wir in unserer Frage schon wegen der Seltenheit nicht benutzen können. Im Héracléer Revier fehlt *Eulonchopteris* ebenfalls, wie wir noch hinzufügen wollen. Das Verhältnis stellt sich für die einzelnen hier zu nennenden Arten wie folgt.

26. *Lonchopteris Bricei* BRONGN. 27. *Lonchopteris rugosa* BRONGN.	Zur Gruppe *Eulonchopteris* gehörig, Vorkommen daher: Oberschlesien, Niederschlesien, (Böhmen), Ruhr, Aachen, Belgien, Nord-Frankreich, westlich davon schnell erlöschend; Saar und Zwickau fehlend.

28. *Lonchopteris silesiaca* n. sp. Unterscheidet sich von *rugosa*, wie ich hier kurz bemerke, sofort durch den Habitus; sie ist der *Alethopteris Serli* und *lonchitica* äußerlich ganz ähnlich, nicht wie die andern *Lonchopteris*-Arten der *Alethopteris valida* BOUL.; die Abbildung werde ich in der größeren Abhandlung bringen bzw. in: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste.

Vorkommen: Ausgesprochene Lokalart (!) Oberschlesiens, hier ziemlich häufig, zur *Eulonchopteris*-Gruppe gehörig.

29. *Lonchopteris conjugata* GÖPP., zur Gruppe *Lonchopteridium* gehörig, ist in den Schatzlarer Schichten (niederschlesisch-böhmisches Becken) häufig, fehlt aber anderswo anscheinend völlig (!).

30. *Palaeoweichselia* (*Lonchopteris*) *Defrancei* (BRONGN.) POT. et GOTH. Über die Gründe, weshalb diese von *Lonchopteris*, bei der sie bisher untergebracht war, so abweichende Art in die neue Gattung *Palaeow.* gestellt wurde, s. Abb. und Beschr. foss. Pflanzenr. VI, 1909, Nr 116.

Vorkommen: Nur Saarrevier, hier aber gemein in der Flammkohle (selten Fettkohle), ausgesprochene Lokalart.

31. *Neuropteris tenuifolia* SCHLOTH. sp. Ohne hier die Häufigkeit des Vorkommens dieser Art in den belgischen und französischen Vorkommnissen zu diskutieren, sei nur das folgende, für die deutschen Verhältnisse Gültige bemerkt. Im Aachener und Ruhrrevier ist die Art mindestens ziemlich selten und verschwindet fast gegen die Masse von *N. heterophylla* und andern Arten, über die wir z. T. noch nicht viel wissen, jedenfalls aber, daß sie mit *N. tenuifolia* nichts zu tun haben. Im Saarrevier ist die Art die gemeinste *Neuropteris* in der Fettkohle, und es fehlt hier (anscheinend ganz?!) *Neuropteris heterophylla*, auf die man im Aachener und Ruhrrevier auf Schritt und Tritt stößt. In den schlesischen Becken muß sie mindestens sehr selten gewesen sein; ich entsinne mich nicht, unter den vielen Pflanzen, die ich aus diesen Becken gesehen habe, ein Stück der Art gefunden zu haben.

32. *N. heterophylla* BRONGN. Sehr verbreitet (England, Frankreich, Aachen, Ruhr usw.), scheint aber, wie schon unter Nr 30 bemerkt, im Saargebiet (fast?) völlig zu fehlen; auch die Angaben SCHUSTERS (Geognost. Jahresh. XX, S. 197 bis 200, 1908) vermögen mich nicht anders zu überzeugen; es handelt sich bei ihm übrigens nur um ein Stück (von Grube Dudweiler). Auch ZEILLER gibt die Art an; wir haben unter den Massen von Saarbrücker Pflanzen der hiesigen Sammlungen noch kein Stück der Art gesehen.

33. *Neurodontopteris obliqua* (BRONGN.) GOTH. Häufig in Nordfrankreich, (? Belgien), Aachen (weniger häufig), Ruhrrevier (sehr häufig), Oberschlesien, Donetzgebiet (nach ZALESKY), meidet dagegen die Binnenbecken, weder im Saargebiet, im Zwickauer noch in den böhmischen Becken, anscheinend auch nicht im niederschlesisch-böhmischen Becken ist die Art vertreten. Etwas tiefer als die *Eulonchopteris*-Gruppe vorkommend und mit dieser in den gleichen Horizonten, hat sie eine dieser ähnelnde Verbreitung.

34. *N. Kosmanni* POT. Die Abbildung dieser höchst charakteristischen Art, deren Name schon früher publiziert wurde, werde ich ebenfalls im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. bringen. Es handelt sich um eine ganz ausgesprochene Lokalart, wie Nr 27 auf Oberschlesien beschränkt, hier im Sattelflözhorizont vorkommend. Erwähnt sei noch, daß in Oberschlesien in den Orzescher Schichten häufiger eine ebenfalls noch unbeschriebene kleine, paripinnate *Neuropteris* vorkommt, habituell vollkommen *Linopteris neuropteroïdes* GUTB. sp. (f. *minor* POT.) ähnelnd, die ebenfalls den Eindruck einer Lokalart macht.

35. *Linopteris neuropteroïdes* GUTB. sp. Die Umgrenzung der Art erscheint noch nicht völlig einwandfrei, und daher ist ein abschließendes Urteil über ihre Verbreitung noch nicht möglich. Es läßt sich jedoch trotzdem einiges sagen. Geht man von der kleinfiedrigen Pflanze aus, die im Saarrevier so gemein (Fett- und Flammkohle) ist, und die ZEILLER mit *Linopteris obliqua* BUNB. identifiziert, so steht für diese fest, daß sie im Ruhrrevier entweder ganz fehlt oder äußerst selten war, und ebenso scheint das Verhältnis in beiden Schlesien zu sein; im Héracléer und im Zwickauer Revier spielen diese oder andere Formen wieder eine größere Rolle und anscheinend auch in den belgischen und westlich gelegenen Revieren, dagegen noch nicht in Aachen.

36. *Sphenophyllum tenerrimum* ETTINGSH. (inklusive *trichomatosum* STUR). Im Osten besonders charakteristisch (Oberschlesien viel, Niederschlesien, Héraclée), tritt diese Pflanze auch in England und Belgien auf, fehlt aber höchst auffallender Weise im Ruhrrevier, Aachen, dann wieder im Valencienner Revier völlig, obwohl hier die entsprechenden Schichten sehr wohl entwickelt sind. Im Ruhrrevier müßte sie sich in der Magerkohle finden (vgl. Nr 14).

37. *Sph. myriophyllum* CRÉP. Im Saarrevier in der Fettkohle kommt die Art massenhaft vor und ist hier Leitfossil; im Ruhrrevier scheint sie ganz zu fehlen, nur eine

RÖHLsche Abbildung behauptet ihr Vorkommen; ob aber dies Stück wirklich aus dem Ruhrrevier stammt? Wir haben sie noch nie von dort zu Gesichte bekommen. In Aachen muß sie mindestens auch sehr selten gewesen sein; von hier nach Westen wird sie häufiger, ohne die Massenhaftigkeit des Vorkommens im Saargebiet zu erreichen; dieses weist überhaupt, wie man dem vorigen mehrfach entnehmen kann, mehr Anklänge an die belgisch-französischen Reviere (und die englischen) auf als an das Ruhr- (und Aachener) Revier. Ein versprengtes Vorkommen der Art findet sich im oberschlesischen Revier (Siersza in Galizien), sonst scheint sie im Osten zu fehlen.

38. *Annularia pseudostellata* POT. Unterscheidet sich von *Ann. stellata* durch die schmale, spitze Form der Wirbelblätter und geht in tiefere Horizonte hinunter (bis in die Fettkohle des Saarreviers) als diese. Im Saarrevier ist die Pflanze eine häufige und charakteristische Erscheinung, während sie anderswo völlig fehlt. Eine andere Lokalart des Saarreviers unter den Calamariaceen ist die angesichts des geologischen und isolierten geographischen Vorkommens vielleicht die Blüte zu der *Annularia pseudost.* darstellende

39. *Cingularia typica* WEISS. Im Saarrevier häufig und charakteristisch, sowohl im eigentlichen Saarbecken wie in den äußersten Ausläufern nach Lothringen und Frankreich hinein (Gegend von Nancy, nach ZEILLER).

40. *Calamites distachyus* STERNBERG sp. (= *Calamites arborescens* WEISS). Wie ZEILLER zuerst bemerkt hat, eine Art mit östlicher Verbreitung, ähnlich Nr 2—8; in den schlesischen Revieren häufig gefunden, ebenso im Héracléer Revier von ZEILLER nachgewiesen; nach ihm gehört die Art zu dem schlesischen Einschlag in der Héracléer Flora.

41. *Lepidodendron Wortheni* LESQU. hat eine ausgesprochen westliche Verbreitung: (Nordamerika), England, Frankreich, Belgien; ein Vorkommen auch nur einer Spur der sehr charakteristischen Art in Deutschland ist nicht bekannt.

42. und 43. *Sigillaria*. Gelegentlich einer Unterhaltung mit W. KOEHNE, der sich mit den Sigillarien eingehend beschäftigt hat, erklärte er mir auf meine Frage, daß ihm bei seinen Untersuchungen Lokalfärbungen mehrfach aufgefallen wären; erwähnt sei hier nur das Fehlen der besonders im Ruhrrevier, dann in Valenciennes u. a. mehr oder weniger häufigen *Sig. Boblayi* BRONGN. im Saargebiet; ferner scheint *Sig. Schlotheimiana* BRONGN. in westlichen Gebieten westlich des Ruhrgebiets und Saarreviers ganz zu fehlen, wogegen sie im Osten häufig ist, speziell in Oberschlesien (Nieder-

schlesien fehlend?), wo sie zu den charakteristischen Sigillarien gehört. In unserer Frage können wir bezüglich der Verbreitung mancher *Sigillaria*-Arten in vielen Fällen noch kein klares Bild erlangen und müssen Untersuchungen hierüber der Zukunft überlassen.

Obwohl die Zahl der in unserer Frage herangezogenen Arten mehrere Dutzend beträgt, ist das ganz sicher lange nicht alles, was unter den Carbonpflanzen sich durch eine beschränkte oder gar lokale Ausbreitung ausgezeichnet hat; die Zukunft wird hier noch viel mehr Einzelheiten aufdecken und den Satz von der Homogenität der Carbonflora weiter zu modifizieren nötigen. Die meisten Pflanzen, die wir erwähnt haben, gehören dem mittleren Produktiven Carbon an, also der Periode, in der die Carbonflora ihre größte Entwickelung erreicht; und gerade hier diese floristischen Differenzen! Die Sachlage wird besonders klar, wenn wir nunmehr den Spieß umdrehen: Aus einer einigermaßen hinreichenden Suite von Carbonpflanzen Europas kann man meist mit Sicherheit die geographische Herkunft, d. h. den Florenbezirk, erkennen, der nun je nach den einzelnen Arten ein größerer oder kleinerer, oft nur ein einziges Carbonrevier umfassender war. Wenn man aber aus der Flora den Florenbezirk innerhalb eines größeren Gebiets herauskennen kann, so hat das Gebiet eben keine einheitliche Flora.

Eine anscheinend bedeutend homogenere Flora stellt sich gegen das Ende des mittl. Prod. Carbons ein; als Charakterpflanzen dieser Flora kann man ansehen: *Neuropteris ovata* Hoffmann, *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., sehr fein behaarte *Pecopteris*-Arten (*Pecopteris Daubreei* Zeill., möglicherweise mit *Pecopteris vestita* Lesqu. ident), eine behaarte *Neuropteris*-Art (*N. Scheuchzeri* Hoffm.), *Linopteris Münsteri* (Eichwald) Pot. und vielleicht noch andere. Die Flora findet sich im Donetzrevier (anscheinend nicht in Niederschlesien und Böhmen), am Piesberg und bei Ibbenbüren in Westfalen, im Saargebiet, in Nordfrankreich (ob *Neuropteris ovata* dort wirklich fehlt, wie es nach Zeiller scheint? Vielleicht ist ein Teil der *Neuropteris heterophylla* aus der Zone supérieure *N. ovata*.), in England und selbst in Amerika in relativ ähnlicher Ausbildung, mag auch die eine oder andere Charakterpflanze verschieden häufig vorgekommen sein. Der Unterschied von Binnenrevier und paralischem Revier, von Osten und Westen erscheint hier viel geringer als im mittleren Prod. Carbon. Die Übereinstimmung der Flora wird

besonders frappant durch das Auftreten von Farnen mit behaarten Fiedern, die im eigentlichen mittleren Produktiven Carbon nicht oder nur andeutungsweise bekannt sind. Ob das Klima etwas trockener war als im mittleren Prod. Carbon, vielleicht weil das Meer sich weiter zurückgezogen hatte, darüber können wir nur vermuten; auf jeden Fall ist diese Erscheinung sehr auffallend; im Revier von Commentry (Frankreich), einem typischen Binnenrevier, treten noch eine Anzahl anderer behaarter Farne wie *Sphenopteris Casteli* ZEILLER, *Neuropteris gallica* und *dispar* ZEILLER auf, die anderswo noch nicht gefunden sind, im übrigen ist diese wegen des höheren Horizonts dem obersten Prod. Carbon angehörige Flora eine andere als die der oben genannten Bezirke und Schichten.

Die vorangehenden Darlegungen enthalten zugleich die Mahnung, in der Vereinigung von aus verschiedenen Revieren und Gegenden beschriebenen oder in solchen vorkommenden Arten der Carbonflora vorsichtig zu sein und nicht zu weit darin zu gehen; die Erwartung, in der nördlichen Carbonflora an den meisten Stellen dieselben Arten wieder zu finden, hat schon manchen Irrtum in der Bestimmung veranlaßt, bei dem der Wunsch Vater des Gedankens war.

Daß die Carbonflora eine große Anzahl allverbreiteter Arten und Typen enthält, bleibt natürlich unbestritten; doch darf man nicht vergessen, daß der Eindruck der Homogenität der Flora z. T. von dem Sichvordrängen gewisser vorherrschender Pflanzentypen herrührt, und daß für uns, die wir mit dem Maßstab der heutigen Verhältnisse messen, die Flora schon durch die geringere Artenmannigfaltigkeit, durch das Fehlen der heute dominierenden Angiospermen usw. einen einheitlicheren Eindruck hervorruft, als es in Wahrheit der Fall gewesen sein mag. Wie groß würde vielleicht der Eindruck der Einheitlichkeit der heutigen europäischen, nordamerikanischen und ostasiatischen Flora sein, wenn nicht die zerstörende Wirkung der Eiszeit verändernd in die Verhältnisse eingegriffen hätte!

An der Diskussion zu diesem Vortrage beteiligen sich Herr RAUFF und der Vortragende.

Sodann hält Herr STREMME seinen Vortrag: Über die Säugetierfauna der *Pithekanthropus*schichten.

v. w. o.

BEYSCHLAG. RAUFF. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

32. Die systematische Bedeutung eines neuen Vulkantyps (Hemidiatrema) aus dem Rézgebirge.[1])

Von Herrn R. Lachmann.

Mit 1 Textfigur.

Wir befinden uns in der Gegenwart in einer Periode sehr lebhafter vulkanischer Tätigkeit. Trotzdem aber weist die Erdhaut viele Wundmale vulkanischer Verletzungen auf, zu deren Erklärung diejenigen Vorgänge nicht mehr ausreichen, die wir mit unseren Augen beobachten können.

Zu diesen fremdartigen Gebilden gehören jene runden und senkrecht in die Tiefe setzenden, mit Tuff und Nebengesteinsfetzen erfüllten Röhren, welche Geikie aus Schottland und Branca aus Schwaben beschrieben haben, und deren Entstehung infolge von Gaseruptionen aus einem unterirdischen Magma niemals in Zweifel gezogen ist.

Man findet für diese Gebilde in der Literatur den englischen Ausdruck „neck", der aber neuerdings auch für die rein magmatischen Röhren angewandt wird. Von Daubrée werden sie als „diatrèmes" und von Branca als „Tuffmaare" bezeichnet.

Der Zweck meines Vortrags ist nun, Sie mit einem neuen Vulkantyp bekannt zu machen, welcher in die Reihe dieser erwähnten Phänomene gehört, auf welchen aber der Ausdruck „diatrème", also Durchbohrung, nicht zutreffend ist, und welcher ebensowenig mit einem Maar, also einem Oberflächenkessel, zu tun hat.

Dagegen dürfte sich für die Gesamtheit dieser Vulkanbildungen der Ausdruck „Tuffneck" empfehlen wegen seiner Kürze, seines kosmopolitischen Klanges und auch deshalb, weil er sich an die älteste Geikiesche Bezeichnung anlehnt.

---

[1]) Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 5. Mai 1909.

Ich bitte Sie also, mir zu folgen in das Muskatal im östlichen Rézgebirge in Ungarn, unweit der Grenze gegen Siebenbürgen. Das Muskatal verläuft entlang der Muldenlinie einer Einfaltung von Kreidesandstein in krystalline Schiefer. Diese Kreidemulde streicht NNO, ungefähr senkrecht zum Streichen des ganzen Rézgebirges, dessen Kamm Sie sich entlang der Grenze der Komitate Bihar und Szilagy noch etwa 50 km weiter nach WNW verlängert denken müssen. Das vorwiegend aus krystallinen Gesteinen bestehende Gebirge wird im Süden begrenzt von der Großwardeiner Tertiärbucht.

An seinem Ausgang wird das Muskatal flankiert von zwei rhyolithischen Trachytbergen. Der östliche Trachyt zieht sich noch weiter bergeinwärts und nimmt die ganzen hohen Kuppen zwischen dem Muskatal und dem nächstfolgenden Valea Radicilor derart ein, daß der Ostrand der Kreidemulde bis auf einen kleinen Fetzen unter den Eruptivmassen verschwunden ist.

Die westliche Trachytmasse am Liepore durchbricht mit prächtigen Kontakterscheinungen den Kreidesandstein. Nach Czeklye zu ist ein kreisrunder Trachyttuffkörper zu sehen, der wahrscheinlich auch als Neck in die Tiefe setzt und in seinen oberen Lagen Schalen einer sehr indifferenzierten Form einer Süßwasser-Nerinee der sarmatischen Stufe enthält. Die Nerineen haben wahrscheinlich in einem buchstäblichen Maar über dem Tuffneck nicht lange nach seiner Entstehung gelebt, weil die gleichen Tuffe als normales Sediment in Schichten der Tertiärbucht auftreten. Diese Schichten gehören hier wohl dem zweiten Mediterran an. Die Eruptionen sind deshalb wahrscheinlich zur mittleren Miocänzeit erfolgt, jedenfalls sind sie schon jungtertiär. Es ist deshalb nicht unmöglich, daß sie mit den Prozessen der Gebirgsbildung im Zusammenhang stehen, die im Rézgebirge wie überhaupt in der inneren Kette der Karpaten um diese Zeit etwa ihre Hauptkraft entfaltete und dabei aus großen Tiefen das trachytische Magma empordrückte. Jedenfalls aber ist die Abhängigkeit von der Gebirgsbildung nicht eine derart sklavische gewesen, daß nur auf Zerreißungsspalten der Rhyolith an die Oberfläche emporquellen konnte. Dagegen spricht das Fehlen von namhaften Verwerfungen, die unregelmäßige und von dem umgebenden Gebirgsbau unbeeinflußte Form der Eruptivmassen und ihr Gebundensein an eine quer zum Gebirgsstreichen gerichtete Mulde, in deren Nähe doch zweifellos bei der Gebirgsbildung ein tangentialer, etwaige Spalten verschließender Druck geherrscht hat. Dagegen spricht aber auch jenes neue vulkanische Phänomen, auf das ich sogleich näher eingehen werde.

Es geht nämlich im oberen Muskatal ein Bergbau auf Kreidekohle um, und es sind durch Grubenbaue ganz eigenartige tektonische Verhältnisse auf dem Grunde der Kreidemulde nachgewiesen worden. An einem Punkt nämlich, wo man eigentlich das Muldentiefste erwarten sollte, sind die Schichten im Bereiche eines Kreises mit etwa 500 m Durchmesser emporgewölbt worden, so daß von einem Scheitelpunkte aus das Steinkohlenflöz, das an der Aufwölbung mit teilnimmt, nach allen Seiten abfällt. Dann sind eine ganze Reihe von Brüchen angefahren, welche alle tangential zu dieser Kuppel verlaufen und sie aus dem Verbande der Mulde herauszulösen scheinen.

In einem Profil zeigt sich folgendes Bild: Die Kreide lagert im Nordwesten auf dem Glimmerschiefer und fällt bis jenseits des Muskatales nach dem Muldentiefsten zu ein. Der östliche Muldenflügel ist nun einmal durch den Rhyolith verdrängt, der sich taleinwärts noch über die Kreide hinüberlegt, und sodann zwischen zwei Sprüngen in unsymmetrischer Weise nach oben gebogen. Wie ein solches rundes Gebilde auf dem Boden einer Mulde durch tangentiale Faltung entstanden sein könnte, ist gar nicht abzusehen.

Noch rätselhafter aber ist ein konglomeratisches Gestein, welches gleichsam den inneren Kern der Kuppel bildet, über Tage aber nirgends ansteht. Im „Bernhardstollen" wurde dieses vollständig ungeschichtete Konglomerat auf einer Strecke von 200 m durchfahren, es tritt aber außerdem von diesem Zentrum aus in Form von Gängen und Lagern apophysenartig durch den hangenden Sandstein hindurch.

Das Konglomerat besteht petrographisch aus einem innigen Gefilz von zertrümmertem Glimmerschiefer und trachytischem Tuff, welche Gemengteile hier und da bis faustgroße Steine von Rhyolith oder von Glimmerschiefer einschließen. Die Masse ist zuweilen durch Infiltration mit oxydischen Eisenlösungen rot gefärbt.

Der Bergmann, dessen Kausalitätsbedürfnis solchen Erscheinungen gegenüber ja bekanntlich immer rege wird, aber meistens sich auch sehr leicht befriedigen läßt, will diese Konglomeratmassen dadurch erklären, daß sie auf den die Kohle durchsetzenden Spalten hineingespült sind. Dieser Gedanke ist nicht zutreffend, weil eben die Spalten nicht bis zu Tage gehen, ferner weil eine derartige Erweiterung von Spalten, wie sie im Bernhardstollen-Niveau vor sich gegangen sein müßte, und nun gar das seitliche keilförmige Eingreifen zwischen zwei Kohlenschichten auf diesem Wege nicht erklärt werden

kann. Professor VON SZADECZKY meint, es sei ein einfaches Sediment als Basis der Kreideformation. Aber wie geraten die Gerölle eines Eruptivgesteins hinein, welches erst zur jüngeren Tertiärzeit hervordrang? Konsequenterweise mußte er also annehmen, daß an derselben Stelle dasselbe Gestein schon zur Kreidezeit aufgetreten ist. Dafür aber haben wir sonst im Rézgebirge keinen Anhalt. Ferner besteht gewöhnlich die Basis der Kreide aus einer Grauwacke von gänzlich verschiedener Ausbildung und ohne die Spur eines Eruptivums. Sodann kann durch keine tektonische Kraft ein normales Sedimentgestein gangförmig zwischen die es überlagernden Schichten und durch diese hindurch gebohrt werden. Auch muß man nach dem Handstück zugeben, daß das fragliche Gestein keinen sedimentären Charakter besitzt, sondern wie eine vulkanische Tuffbreccie struiert ist. Das Rätsel der kuppelförmigen Lagerung bleibt schließlich bei der SZADECZKYschen Erklärung noch vollständig unberührt.

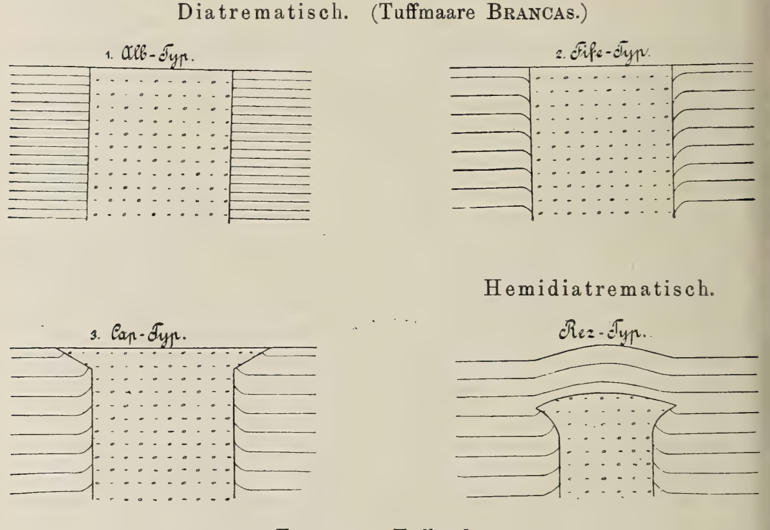
Es sind nun diese Gesamterscheinungen nur dadurch zu deuten, daß wir hier einen Tuffneck vor uns haben, welcher unter der Erdoberfläche stecken geblieben ist.

Die Gasexplosion hat die krystallinen Schiefer vollständig durchschlagen und ist, geschwängert mit den Trümmern dieser durchbohrten Schichten, bis in die tiefsten Lagen der Kreide gelangt. Hier erschöpfte sich die vulkanische Kraft damit, daß sie eine kreisrunde Scholle aus dem Schichtverband herauslöste und durch Unterstopfung mit dem Eruptionspfropfen gleichsam aufbeulte. Dieser Pfropfen muß dabei vollständig abgekühlt gewesen sein, denn die Kohle weist in Berührung mit den Gängen des Tuffes keine Spur einer Wärmewirkung, etwa Verkokung, auf, sondern ist rein mechanisch auseinandergesprengt und mit dem Tuff verstopft worden.

Dieser Explosionsvorgang ist übrigens der eigentlichen magmatischen Eruption voraufgegangen, denn die zwei Kohlenbänke mit dem Lagergang dazwischen werden in der Verlängerung des Bernhardstollens durch den hier emporgedrungenen Trachyt abgeschnitten.

Es gilt nun, diesem neuen Gebilde im System vulkanischer Phänomene seine Stelle anzuweisen und einen passenden Namen zu geben. Natürlich hat es die größte Verwandtschaft mit den Tuffnecks, welche durch die Erdrinde durchschlägig geworden sind, muß aber, wenn jene nach DAUBRÉE diatrematisch genannt werden, als „Hemidiatrema“ als halbe Durchbohrung bezeichnet werden. Es lassen sich folgende Typen von Tuffnecks bisher unterscheiden, die hier schematisch dargestellt sind.

Zunächst die drei diatrematischen Typen oder Tuffmaare BRANCAs. Es sind einmal der Albtyp, bei welchem die Ränder im Sedimentgestein glatt durchschlagen sind. So sind die meisten bisher bekannten Necks beschaffen. Aus Süd-Afrika aber wird uns übereinstimmend gemeldet, daß die Kimberlitpipes, in denen ja bekanntlich die Diamanten gefunden und die heute wohl allgemein als Tuffnecks aufgefaßt werden, nach aufwärts gebogene Durchschlagsränder zeigen und sich am Austrittspunkt konisch erweitern (Kaptyp), und nach der schottischen Grafschaft Fife sind die von GEIKIE beschriebenen



Typen von Tuffnecks.

Vorkommen zu nennen, bei denen aus noch nicht genügend aufgeklärten Gründen die Ränder nach abwärts gebogen sind (Fifetyp). Als vierter kommt der hemidiatrematische Réztyp hinzu, nach dem Rézgebirge benannt, in dem das Nagy Bároder Steinkohlenbergwerk gelegen ist.

Daß hierbei die Ränder aufwärts gebogen sind, ist aus der Lagerung im Bernhardstollen ersichtlich, wo das Ansteigen gegen das Hemidiatrema zu viel früher einsetzt, als der Tuff auftritt. Wegen der horizontalen Ausstopfung möchte ich vermuten, daß sich die Tuffmasse unterhalb der gehobenen Schichten wegen des geringen horizontalen Widerstandes daselbst seit-

wärts ausgeweitet hat und sich nach der Tiefe zu wieder stark zusammenzieht. So hat also als Ganzes das Hemidiatrema die Form einer nach der Tiefe zu natürlich sehr verlängerten Niete mit einem Nietkopf nahe unter der Erdoberfläche, wie auf der schematischen Zeichnung der Typen dargestellt.

Bei dem geschilderten, durch einen glücklichen Umstand durch Bergbau erschlossenen Phänomen lassen sich noch eine ganze Reihe von interessanten Erörterungen anknüpfen, z. B. über die Temperatur dieser Explosionserscheinung und über die Kraftwirkungen. Theoretisch interessant wäre ein Vergleich mit den hemidiatrematischen Erscheinungen, welche bei reinen Magmen bekannt sind, und mit Beziehung auf welche unser Phänomen z. B. auch als Tufflakkolith bezeichnet werden könnte. Anziehend ist auch die Frage, inwieweit diese Erscheinung sich mit dem alten, bisher so verfehmten Gedanken VON BUCHs von einem „Erhebungskrater" deckt.

Der Zweck dieses vorläufigen Berichtes soll aber nur der sein, daß auf ein neues Phänomen hingewiesen wird, welches in selten anschaulicher Weise uns eine Vorstellung davon gibt, wie kraftvoll und spontan die Reaktion des Magmas gegen die Oberfläche sich unter Umständen gestalten kann.

---

33. Der Eruptionsmechanismus bei den Euganeentrachyten.[1])

Von Herrn R. LACHMANN.

Mit 3 Textfiguren.

Aus den Euganeen bei Padua habe ich Ihnen zwei Beobachtungsreihen mitzuteilen. Die eine betrifft die Form, in welcher die dort vorherrschenden alttertiären Trachyte erumpiert sind, die andere das Vorkommen vulkanischer Tuffnecks.

Die Euganeen bestehen, geographisch betrachtet, aus einem losen Beieinander von nicht sehr hohen Hügeln. Der höchste von ihnen, der Monte Venda, ist nur 600 m hoch. Weil aber die Hügel unvermittelt aus der nur wenige Meter über der Adria gelegenen Poebene sich erheben, machen sie einen recht

---

[1]) Vortrag, gehalten in der Sitzung vom 5. Mai 1909.

imposanten Eindruck, der noch dadurch verstärkt wird, daß sie teilweise recht steil geneigte Bergflanken aufweisen.

Die Euganeen sind über eine annähernd elliptische Grundfläche verteilt; die größere Achse, mit 18 km, liegt im Meridian, die kleinere beträgt 14 km senkrecht dazu. Aus der Karte von Reyer aus dem Jahre 1875 können Sie erkennen, daß die Isoliertheit der Kuppen eine einfache geologische Begründung findet. Wenn Sie die Punkte, um welche herum die Trachyte sich befinden, mit einer topographischen Karte vergleichen, so finden Sie, daß Sie damit eine annähernd vollständige Zusammenstellung der einzelnen Hügel vor sich haben, so daß sich also im großen und ganzen sagen läßt, daß jeder der Euganeenhügel einen Kern von Trachyt besitzt.

Es ist also das Rätsel des aus der Pianura inselförmigen Aufragens der Euganeen mit ihren mannigfaltigen Sedimenten und Eruptivgesteinen, welche die Bewunderung der Petrographen von jeher erregt haben, unmittelbar verknüpft mit der Frage nach der Form, welche ihre Trachyteruptionen aufweisen, und mit der mechanischen Deutung, die wir dieser Form geben wollen.

Die Beziehungen der Trachyte zum Nebengestein sind nun innerhalb der eigentlichen Euganeen aus dem Grunde schlecht zu studieren, weil die Eruptivmassen hier dicht geschart sind, und so der Eruptionsmechanismus jedes einzelnen durch seinen Nachbar gestört und verworren wurde. Dagegen sind in den isolierten Hügelchen, welche wie ein Kranz die zentralen Euganeen umgeben, die Beobachtungen für den Einzelvorgang leichter anzustellen.

Das Ideal eines solchen Einzelvulkans — Vulkan allerdings nicht in dem üblichen Sinne, wie wir gleich sehen werden — ist der prächtige Monte Lozzo, der im Westen den Euganeen vorgeschoben ist. Er hat etwas über 300 m relative Höhe, und seine körperliche Größe erhellt am besten durch einen Vergleich mit dem Vesuv, dessen Durchmesser etwa sechsmal größer ist, und welcher ja auch vom kosmischen Standpunkt aus erst zu den mittelgroßen Vulkangebilden gehört.

Trotz seines Duodezformats ist der Monte Lozzo, nicht zum wenigsten auch wegen seines ungeheuer einfachen geologischen Baues, der schon aus großer Entfernung klar hervortritt, ein selten schönes landschaftliches Gebilde. Denken Sie sich durch einen flachen Kegel von hellweißem Kreidegestein, welches mantelförmig nach allen Seiten abfällt, einen etwas steileren Kegel von grünlichgrauem trachytischen Eruptivgestein in der Mitte von unten hindurchgestoßen, und Sie haben in großen Zügen den Monte Lozzo vor sich.

Kartographisch kommt dieser Aufbau in der Weise zum Ausdruck, daß um den Trachytkern sich konzentrisch ein Ring von Scaglia herumlegt.

Seine hypsometrische Aufnahme zeigt, wie sich in der Höhe von 200 m, also an der Stelle, wo der Trachyt durch die Scaglia hindurchtritt, die Höhenlinien kragenartig zusammenschnüren.

Und endlich zeigt Ihnen auf dieser Profiltafel (Fig. 2) ein ungefähr im Meridian verlaufender Schnitt durch den Monte Lozzo, wie das Verhältnis von Trachyt und Scaglia genauer beschaffen ist. Der Scagliamantel hebt sich allseitig ohne Spuren bedeutender erosiver Verletzungen aus der Pianura heraus. Die Neigung beträgt etwa 20° nach auswärts und wird sogar noch flacher in halber Höhe bis zum Trachyt. Wenn die Schichten mit der gleichen Neigung verlängert würden, so würden sie sich beträchtlich unterhalb des Gipfels zusammenschließen. Es kann deshalb das Herausragen des Trachyts am Gipfel nicht durch späteres Freilegen infolge von Erosion erklärt werden, sondern es muß sich der Trachyt selbst am Gipfel durch den Sedimentmantel ins Freie gezwängt haben.

Die Aufschlüsse am Kontakt sind hier nicht gerade glänzend. Wir nehmen deshalb eine andere isolierte Trachytkuppe zu Hilfe, die Rocca bei Monselice im Südwesten der Euganeen (Fig. 3), bei welchen die Trachytmasse durch riesige Steinbrüche angeschnitten ist.

Am Eingang zu dem Steinbruch hinter dem Markt von Monselice ist der auf der Zeichnung abgebildete Aufschluß zu sehen. Diese Stelle hat gegenüber dem abgelegenen Monte Lozzo den Vorteil leichter Zugänglichkeit, denn sie liegt keine fünf Minuten entfernt vom Bahnhof Monselice, welcher von Padua aus in einviertelstündiger Schnellzugsfahrt zu erreichen ist. Leider war der Hohlweg, durch welchen man in den Steinbruch gelangt, und an dessen rechter Seite der gezeichnete Aufschluß zu sehen ist, zu eng für eine photographische Aufnahme; Sie müssen sich daher mit dieser möglichst genau ausgeführten Zeichnung begnügen.

Unter Trachytschutt und einer Verwitterungsrinde ist hier eine kleine Scholle von Scaglia aufgeschlossen, welche in schwach geneigter Lagerung sich dem Trachyt anschmiegt. Die säulenförmige Absonderung senkrecht zum Kontakt und die Gliederung der Eruptivmassen durch Ablösungsflächen parallel zur Kontaktfläche, die hier auf der Zeichnung zur Darstellung gebracht wurden, sind bekannte Erscheinungen, die uns im Augenblick nicht interessieren.

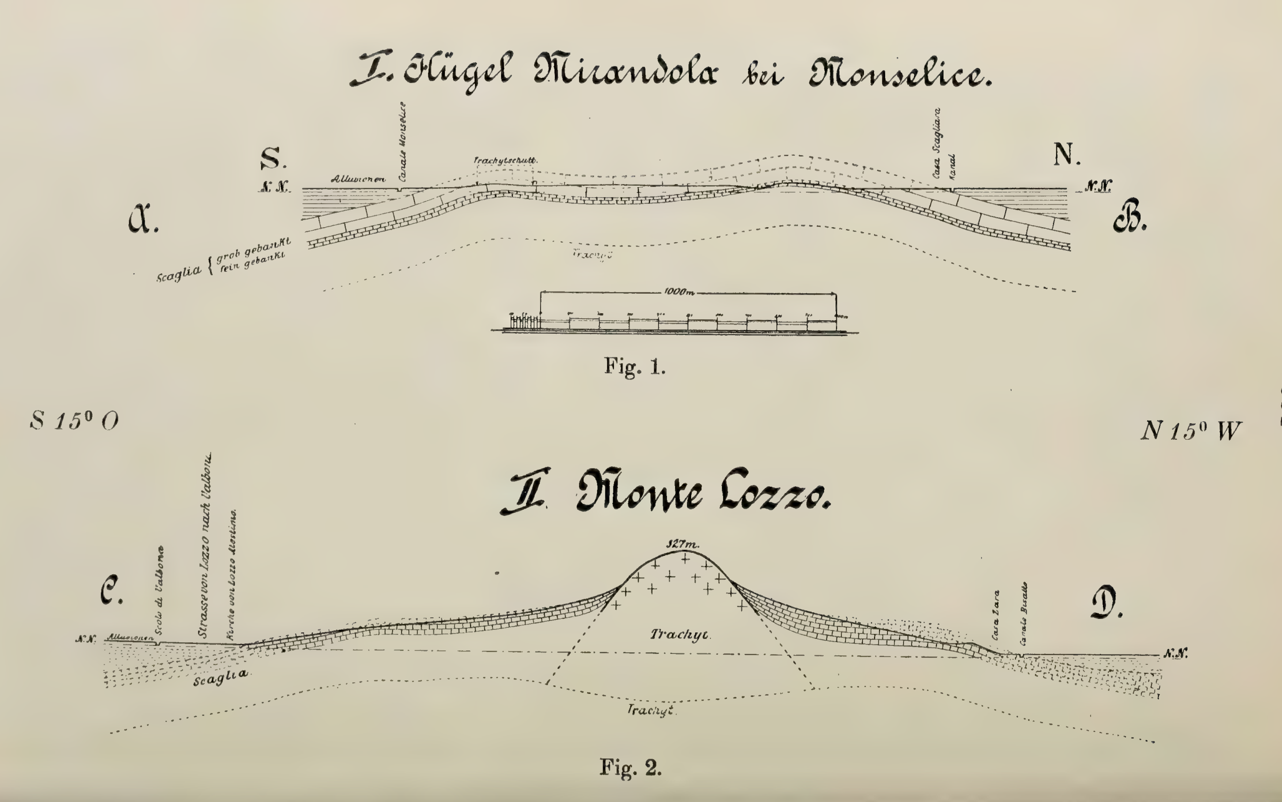

I. Hügel Mirandola bei Monselice.
A.
B.
S.
N.
N.N.
N.N.
Alluvionen
Canale Monselice
Trachytschutt.
Casa Scagliara
Kanal
Scaglia { grob gebankt / fein gebankt
Trachyt
1000m
S 15° O
N 15° W
II. Monte Lozzo.
C.
D.
N.N.
N.N.
Alluvionen
Scolo di Valbona
Strasse von Lozzo nach Valbona
Kirche von Lozzo Atestino
327m.
Trachyt.
Trachyt.
Scaglia.
Casa Zara
Canale Bisatto

Fig. 1.

Fig. 2.

Der Kontakt selber erfolgt in der Weise, daß sich das Eruptivgestein in zwei flachen Wülsten in die Lagen der Scaglia hineindrängt. Hierbei setzen die Kreideschichten an der Steilseite der Wülste ab, während in der Falte zwischen den beiden Wülsten andere, noch nicht verdrängte Schichten wieder neu auftreten und hier zwischen den beiden Magmafladen zu Marmor umgewandelt sind. Innerhalb der beiden Fladen treten im Trachyt Schlieren auf, welche Fetzen des noch nicht vollständig durch das Magma resorbierten Nebengesteins zu sein scheinen. Das Vorkommen solcher nicht resorbierten Nebengesteinsreste ist übrigens eine längst bekannte Erscheinung an den Euganeentrachyten. Neuerdings

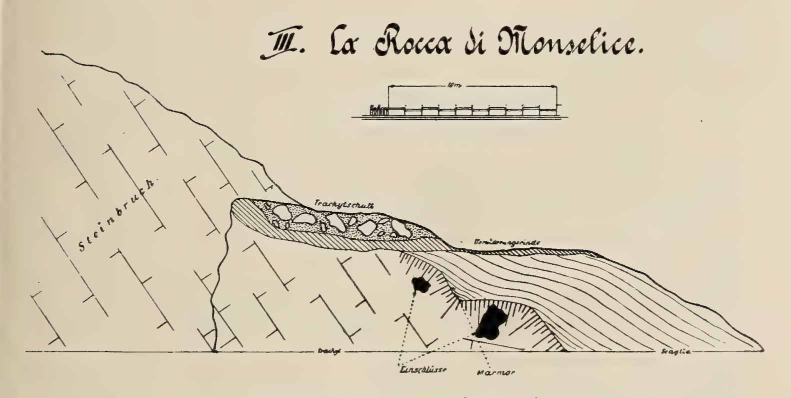


Fig. 3.

hat CORNU in einer Arbeit über solche Einschlüsse[1]) darauf hingewiesen, daß sie vorwiegend sauer sind, und für diese Erscheinung die sehr einleuchtende Erklärung gegeben, daß die basischen Nebengesteinsmassen bei der großen Acidität des Trachyts eben vollständig resorbiert wurden.

Jedenfalls wurde hier das trachytische Magma durch Erstarrung überrascht gleichsam bei dem Versuche, sich durch die belastende Sedimentdecke einen Weg ins Freie zu bahnen und die Gipfelform des Monte Lozzo anzunehmen.

[1]) Petrographische Untersuchung einiger enallogener Einschlüsse aus den Trachyten der Euganeen. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Or. Wien 1906, S. 46 f.

Wie aber die flach geneigte und allseitig abfallende Scagliabasis dieses Berges entstanden zu denken ist, das läßt sich am besten an einem jener ganz flachen, nur aus Scaglia bestehenden Hügel im Süden der Euganeen studieren, welche nicht von Trachyt gekrönt sind. Ich habe hier zum Vergleich (Fig. 2) die ungefähr gleichgroße Hügelschwelle bei Mirandola unweit Monselice gewählt. Sie hat eine langgestreckte elliptische Form, und der innere Bau ist der eines etwas eingesenkten sehr flachen Ellipsoids, welches bis auf seinen höchsten Scheitel in den Alluvionen der Ebene vergraben ist. Natürlich ist dies keine Faltungserscheinung, sondern eine vulkanische Hebungsform, worauf nicht erst einzelne Trachytbrocken hinzuweisen brauchten, die auf der Höhe des Hügels herumliegen. Sie entstammen wohl Gängen, welche vom Magmaherd her die Sedimentdecke durchschwärmten. Wegen der schwach blasenförmigen Auftreibung, die sich in diesen südlichen Hügeln zeigt, muß unter ihnen die Funktion des Magmas eine wesentlich hebende, nicht eine durchbohrende, gewesen sein, und es muß also hier der Trachyt in unbestimmter Tiefe konkordant unter den Schichten sitzend gedacht werden.

Durch eine Kombination dieses Mirandola-Phänomens mit dem Rocca di Monselice-Phänomen erhalten wir endlich eine Erklärung des Monte Lozzo. In einer ersten Phase seiner Bildung kuppte sich ein flacher trachytischer Kuchen in seinem Untergrund auf und formte über sich die flache Scagliakuppel, welche den Umriß des Kuchens abbildete. Dieser Zustand ist durch die gestrichelte Linie in der Tiefe angegeben (Fig. 2). Durch neue Massenzufuhr oder infolge neuauftretender Konvektionsströme setzte sich dann der Kern des Lakkolithen aufs neue nach oben in Bewegung, resorbierte den Scheitel der Kuppe durch chemische Assimilation oder mechanische Einschlierung und Versenkung der Deckmassen und erreichte in viskosem Zustand das Freie, wie etwa die bekannte „Nadel“ des M. Pelée. Die Zähflüssigkeit ergibt sich aus dem Mangel an Lavaströmen, welche seitlich auf die Scaglia übergegriffen hätten. Nachdem sich der heiße Brei noch ungefähr 200 Meter über der Austrittsbasis aufgekuppt hatte, tritt endgültige Erstarrung ein.

Das Auftreten von Tuffnecks ist ein wichtiges Argument gegen die Abhängigkeit des Vulkanismus von präexistierenden Spalten. Solche Tuffnecks fehlen auch in den Euganeen nicht. Ein solcher Tuffneck ist in dem Hohlweg zwischen Galzignano und Torreglia zu sehen und besteht hier aus einem basaltischen Tuff, der in Form einer Röhre mit elliptisch nach Norden

gestrecktem Querschnitt durch trachytisches Eruptivgestein hindurchgebohrt ist. Nach seiner Bildung ist dieser Neck noch von querstreichenden Gängen trachytischen und basaltischen Materials durchwühlt worden. Die senkrechte Begrenzung des Tuffs gegen den Trachyt ist am Südabhang des Joches vortrefflich zu studieren.

Von diesem besonders gut aufgeschlossenen und leicht erreichbaren Punkt führt eine ganze Reihe von rein trachytischen Necks, welche die gleichbeschaffenen Flanken des Monte delle Valli und des Monte Oliveto durchsetzen, weiter nach Osten zu einem Neck von einer ganz gewaltigen Ausdehnung. Dieses Gebilde umfaßt die Hügel Monte Ceva, Monte Nuovo und Monte Croce bei Battaglia und stellt mit ungefähr $3^1/_2$ km Durchmesser das größte bisher auf der Erde bekannte derartige Phänomen dar.

Dieser Monte Ceva-Neck kann wohl unmöglich das Ergebnis einer einzigen Gasexplosion sein. Dagegen spricht schon seine sehr mannigfaltige Zusammensetzung. Im Süden am Monte Nuovo und Monte Croce und in der Bucht zwischen Cattajo und Battaglia, wo die Tuffröhre durch Erosion zerschnitten ist, kommt in Gängen und unregelmäßigen Massen ein sehr basisches Gestein vor, das in den ganzen Euganeen nur innerhalb unseres Necks auftritt und petrographisch einen Hypersthenandesit darstellt.

Dieser Andesit trägt auch hauptsächlich zur Zusammensetzung des Tuffs bei, dessen groben konglomeratischen Bestandteil er bildet, während das feinere Bindemittel des Tuffs mehr aus zerriebenem Trachyt besteht. Dieser trachytische Tuff wird dann gegen den Rand des Necks hin in den Partien vorherrschend, wo er mit kompakten Trachytmassen in Berührung steht.

Der vulkanische Tuff erhebt sich am Monte Ceva mehr als 250 m über die Pianura. Er bildet in den höheren und zentralen Teilen des Necks grobe Bänke, welche nach dem Eruptionszentrum hin geneigt sind. Der Neck ist nur mit etwas mehr als seiner westlichen Hälfte erhalten. Der östliche ist wohl unter den Alluvionen der Ebene begraben zu denken. An zwei Stellen, im Norden und im Westen, tritt er mit schmalen Schollen von Scaglia in Berührung. Die Schichten fallen an beiden Punkten nach dem Neck zu ein. Die Begrenzungsfläche ist nicht aufgeschlossen wie am Paß Galzignano, aber da am Monte Oliveto beide Schichtkörper ein flaches Südostfallen besitzen und trotzdem die Berührungslinie gerade über Berg und Tal verläuft, so ist aus geometrischen Gründen die Berührungsfläche als wenigstens annähernd senkrecht zu denken.

Etwas günstiger liegt in dieser Hinsicht eine zweite Gruppe, die ich am Ostabhang des Monte Gemola im Südteil der Euganeen aufgefunden habe. Hier treten zwei Tuffnecks zusammen auf an der Grenze von Scaglia und von Basalt, welcher nachweislich älter ist als der in den Euganeen vorherrschende Trachyt. Von diesen beiden Diatremen mißt das größere nördliche 110 : 150 m. Es hat einerseits den älteren Basalt und andererseits Scaglia durchschlagen, weist mit dem Sedimentgestein eine senkrechte Begrenzung auf und enthält sogar Blöcke von Scaglia und dem tieferen Biancone als Bruchstücke der bei der Explosion zerfetzten Sedimentdecke. Im übrigen herrscht auch in dem Tuff der benachbarte Basalt vor.

Im Lichte dieser beiden neuen Tatsachen nimmt sich nun die Entstehungsgeschichte der Euganeen folgendermaßen aus:

Zur Eocänzeit tritt hier eine schlecht gemischte magmatische Gesteinsblase von der Flächenausdehnung der Euganeen aus der Tiefe bis knapp unter die Oberfläche. Das Empordringen kann nicht durch Gebirgsbildung erklärt werden, weil sonst darüber nichts bekannt ist, und weil die erste Eruption noch mit nummulitenführenden Schichten wechsellagert, also sich auf dem Grunde des Meeres abspielt. Noch weniger hilft die Hypothese von Spaltenbildungen, weil so viele Spalten als selbständige Eruptionspunkte da sein müßten, und der fast rings geschlossene Sedimentmantel, wie beim Monte Lozzo, so überhaupt bei den Euganeen, vollständig intakt ist. Die Vorstellung eines von Spalten- oder Gebirgsbildung abhängigen, also eines passiven Vulkanismus führt hier nicht zum Ziel.

Statt dessen wollen wir unsere Erfahrungen am Monte Lozzo zu Hilfe nehmen und uns den Vorgang derart vorstellen, daß der Auftrieb abwechselnd durch ein selbständiges Emporquellen des Magmas und durch ein Einbeziehen der jeweiligen Decke in den Magmakern durch chemische Assimilation und mechanische Einschlierung und Einschmelzung erfolgte. Das aufsteigende Magma bog also die Schichten auf und fraß sich dann wieder in ein immer höheres stratigraphisches Niveau durch. Von dem gemeinsamen Herde aus drangen dann zuerst die leichtflüssigen Basalte bis zum Meeresboden hinauf, ihren Gasgehalt gelegentlich, z. B. an den Necks des Monte Gemola, durch gewaltsame Explosionen verspratzend und ihre dunklen Tuffe mit den Meeressedimenten vermischend. Dann drängt das Magma seine ganze Decke über den Meeresspiegel und frißt sich selbst in seiner ganzen Fläche so weit durch die Sedimente empor, daß jetzt an vielen Stellen, wie z. B. am Monte Lozzo, in der geschilderten Weise der zähflüssige, gas-

arme Trachyt ins Freie austreten konnte. Die Magmenblase weitete sich gleichsam vollständig aus während dieser zweiten, sauren Eruptionsphase, bis noch zuletzt im Osten eine dritte, basische Magmenschliere gefördert werden kann. Diese Schliere aus Hypersthenandesit muß nun ganz ungewöhnlich reich an Gasen gewesen sein, welche den inzwischen erstarrten Trachyt mit bei Battaglia dicht gedrängten Explosionsröhren durchlöchern. Zum Teil ist bei diesem Vorgang nur Gas zum Austritt gekommen wie innerhalb der nur mit Trachyt erfüllten Röhren am Monte Trevision; diese sind reine Gasmaare nach der BRANCAschen Bezeichnung. Zum Teil aber rissen die Gase aus dem in der Tiefe verharrenden Magma einzelne Fetzen und Bomben mit empor, welche den basischen Teil des Ceva-Konglomerats ausmachen. Und schließlich resorbierte von unten her glutflüssiges andesitisches Material den Tuff wieder teilweise innerhalb des Necks.

Die Euganeen bilden zurzeit das Arbeitsgebiet von Dr. MICHAEL STARK in Wien. Kurz hintereinander hat dieser Forscher folgende Schriften veröffentlicht:

1906: 1. Die Euganeen. Mitt. d. Naturwissenschaftl. Vereins a. d. Univ. Wien, S. 77—96. Es ist dies ein Exkursions-Bericht, also eine mehr allgemeine geographisch-geologische Studie.

2. Die Gauverwandtschaft der Euganeensteine. TSCHERMAKS Mitt. XXV, H. 4.

1907: 3. Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen. Festschrift des Naturw. Vereins a. d. Univ. Wien, S. 51—66.

1908: 4. Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. TSCHERMAKS Mitt. XXVII, H. 5 u. 6.

Die STARKschen Untersuchungen, welche eine genaue Kartierung neben eingehenden petrographischen Studien als Endziel haben, sind noch nicht abgeschlossen. STARK hält die Trachytberge, von denen die Rede ist, für Intrusivgebilde, entstanden durch Anschwellen von Gängen zu Lakkolithen nahe der Oberfläche. Dadurch, daß diese Gänge die Parallelrichtung der Alpen und Apenninen bevorzugen sollen, ist der Anschluß an die SUESSsche Schulmeinung ermöglicht.

Jedenfalls liegt es näher, die Eruptivgesteinsgänge als sekundäre Gebilde zu deuten, entstanden durch das Einschießen des Magmas in Fugen, die im Nebengestein beim Heben der Massen aufgerissen sind.

Auch ist klar, daß die Spaltentheorie beibehalten werden muß, wenn man keine anderen Mittel kennt, um das überall beobachtete Durchtreten des Schmelzflusses in höhere Horizonte zu erklären.

Erst durch den Nachweis einer Resorption seiner Decke durch das Magma und eines Emporflutens durch explosive Schußkanäle ist eine endgültige Ablehnung der Passivitätstheorie ermöglicht.

---

34. Zur Altersstellung der paludinenführenden Sande im Grunewald bei Berlin.

Von Herrn F. Soenderop.

Zurzeit Dölitz (Pommern), den 25. Juli 1909.

Im Eingang seiner Arbeit „Über die Paludinensande und die Seenrinne im Grunewald bei Berlin“ [1]) schildert Herr Emil Werth die Lagerungsverhältnisse dieser Sande in ihrer Über- und Unterlagerung von subglazial gebildeten Ablagerungen, also Grundmoränen.

Lediglich auf Grund dieser Lagerung stellt er sie als ein Äquivalent der „Rixdorfer Sande“ bzw. als „letztes Interglazial“ hin; er faßt dann weiter die *Paludina diluviana* als typisches Fossil dieses Interglazials auf und weist den Gedanken an ein sekundäres Auftreten dieses Fossils auf Grund seiner Häufigkeit zurück, hält es also in diesen Sanden für primär.

Schließlich erklärt er das Vorkommen der *Paludina diluviana* im jüngeren Interglazial für eine längst bekannte Tatsache.

Hierzu ist folgendes zu bemerken. Die Schichten, die bei Rixdorf und in der südlichen Mark Säugetierreste aus der jüngeren Interglazialzeit an primärer Lagerstätte führen, sind Kiesbänke, die unmittelbar über dem Unteren Geschiebemergel liegen. Über diesen Kiesen liegen die diskordant parallel geschichteten Sande, die zumeist dünne Kiesbänkchen einschließen und außer im Grunewald noch an zahlreichen Stellen der Mark *Paludina diluviana* führen. In diesen Sanden kommt z. B. in den Glindower Tongruben die *Paludina diluviana* in derartiger Menge vor, daß nesterweis Schale an Schale liegt. Trotzdem können diese Sande, die als Vorschüttungssande der letzten Vereisung zu gelten haben und durchaus

---

[1]) Emil Werth: Über die Paludinensande im Grunewald bei Berlin. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 3, S. *161* ff.

zutreffend als ds-Sande kartiert worden sind, da ihre Überlagerung durch Oberen Geschiebemergel durchgehends nachgewiesen werden kann, nicht als die primäre Lagerstätte dieser Schnecke gelten. Diese Sande sind durchaus glazialer Natur, sie führen nur höchst selten fossile Knochenreste, die dann gewöhnlich stark abgerollt sind, während die Funde in den Kiesen, dem Rixdorfer Horizont, kaum die Spuren eines weiteren Transportes erkennen lassen. Diese Sande sind viel eher zum Oberen Diluvium als ∂s-Sande als zum Interglazial zu stellen. Die interglazialen Schichten, die Kiese, liegen stets an der Sohle der diskordant parallel geschichteten Sande. Aber auch in diesen treten bekanntlich die Fossilreste nicht in ihrer eigentlichen Lagerstätte auf. Die Knochenreste sind vermutlich zur Interglazialzeit, vielleicht zum Teil auch noch mit den Schmelzwässern des herannahenden Eises in diese Kiese verschleppt worden von den Stellen, wo die Tiere verendeten. Die autochthonen, Torf und Kalk führenden Lagerstätten der letzten Interglazialzeit: Motzen, Kallinichen, Körbiskrug, Phoeben, Görsdorf in der Mark, liegen unter diesen diskordant parallel geschichteten Sanden, z. T. auch noch unter den interglazialen Kiesen, z. T., wie in der Ziebschen Grube bei Motzen, wo diese Sande fehlen, direkt unter Oberem Geschiebemergel.

Daher kann diesen Sanden kein interglaziales Alter zugesprochen werden, denn der Rixdorfer Horizont wird nicht durch die diskordant parallel geschichteten Sande, sondern durch die diese unterlagernden Kiese und kiesigen Sande dargestellt.

Wäre nun die *Paludina diluviana* für das jüngere Interglazial typisch, so hätte sie doch an irgendeiner Stelle, sei es in den Kalken von Kallinichen oder in den Schneckenmergeln von Görsdorf und Körbiskrug, zum mindesten aber in den Phoebener Ablagerungen gefunden werden müssen, die die günstigsten Lebensbedingungen für sie boten. Woher freilich diese Schnecke in den schnell fließenden Gewässern, die die diskordant parallel geschichteten Sande aufschütteten, in denen sie primär vorkommen soll, ihre Nahrung bezog, müßte erst nachgewiesen werden; sie ist, wie ihr Name schon besagt, ein Sumpftier. Man wird also sie wohl oder übel in diesen Sanden als sekundär bezeichnen müssen.

Bis jetzt ist nun *Paludina diluviana* in den Schichten des jüngeren Interglazials noch nicht nachgewiesen worden[1]),

---

[1]) Laufer sagt (Jahrb. d. Kgl. geol. Landesanst. f. 1881, S. 498), er habe bei Körbiskrug nur ein Exemplar gefunden. Dies stammt höchstwahrscheinlich aus den überlagernden diskordant parallel geschichteten Sanden. Weitere Funde sind mir nicht bekannt.

wohl aber eine bisher in Deutschland unbekannte Form von *Paludina*, die sich z. B. in Phoeben[1]) massenhaft findet. Diese ist bisher stets mit *Paludina diluviana* oder sogar mit *Paludina Vivipara* verwechselt worden. Die von Rathenow erwähnte *Paludina diluviana* ist nach einer Mitteilung des Herrn H. MENZEL unzweifelhaft die Phoebener Form.

Wenn *Paludina diluviana* nun in den sandigen jüngsten Glazialschichten stellenweise wie im Grunewald und bei Glindow massenhaft auftritt, so muß sie aus älteren Schichten aufgenommen sein, die durch die jungglazialen Wasser zerstört wurden, häufig vielleicht direkt aus ihrer primären Lagerstätte oder aus dem mittleren, sog. Unteren Geschiebemergel, der sie hier und da recht zahlreich führt. Nach den Ausführungen des Herrn WERTH, der die diskordant parallel geschichteten Sande wegen ihrer häufigen Paludineneinschlüsse für interglazial hält, könnte man den Unteren Geschiebemergel, der auf Grund dieser Tatsache mit Recht als Unterer kartiert wurde, ebenfalls für interglazial halten.

Die diskordant parallel geschichteten Sande des Grunewalds mit der *Paludina diluviana* sind also nicht interglazial, sondern gehören dem Oberen Diluvium an.

---

35. Cypridensilicit in der rheinischen Braunkohle.

Von Herrn HANS POHLIG.

Bonn, den 14. Juli 1909.

Selbst die längst verfallenen Dysodylgruben von Rott liefern immer noch Neues. Bei der letzten Exkursion dahin unterzogen wir die früher durch mich beschriebenen Conchylien-Silicitknollen einer erneuten Prüfung. In der Form sind sie den Lößkonkretionen sehr ähnlich; wie letztere am Rhein überall da massenhaft vorkommen, wo Kalkbasalte und andere kalkreiche Gesteine in der Nähe sind, so erscheinen die Silicitknollen der Lignite an massenhafte Diatomeen-Ansammlungen

---

[1]) F. SOENDEROP und H. MENZEL: Über interglaziale, paludinenführende Ablagerungen von Phoeben bei Werder (Mark). Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 2, S. *57*.

in ihrem Vorkommen gebunden; sie liegen da von Erbsengröße an bis zu großen Blöcken, gehen auch, wie die Lößkindel, stellenweise zur Bildung horizontaler Bänke über.

Die Silicitknollen von Rott führen nach unserer neuerlichen Untersuchung nicht nur Conchylien gleich denen von Muffendorf (den „Süßwasserquarzen" WEBERS), die nach meinen früheren Berichten auch Litorinellen oder richtiger Hydrobien in Menge enthalten, sondern bei Rott kommen außer jenen und der beschriebenen *Chara* (*hispida*) *lignitum* auch stellenweise Anhäufungen von *Cypris* (*faba*) *lignitum* POHL. vor, denen des Mainzer und schwäbischen Beckens völlig entsprechend.

Diese Cypriden-Silicite des rheinischen Lignits sehen manchen Silex-Oolithen sehr ähnlich, die sich dort sicher auch noch auf primärer Lagerstätte finden werden, nachdem früher bereits Eisen-Oolithe und Ton-Oolithe von mir aus der Braunkohle des Niederrheins beschrieben worden sind, die früher über einen sehr viel größeren Teil der Rheinprovinz als jetzt verbreitet gewesen zu sein scheint. Den winzigen Querschnitten der *Cypris*-Schalenpaare gesellen sich solche von ebenso kleinen *Chara*-Früchten sowie Embryonen von *Planorbis* und *Lymnaeus* in den Silicitkonkretionen von Rott hinzu.

———

Neueingänge der Bibliothek.

BRAUN, GUSTAV: Über die Morphologie von Bornholm. S.-A. aus: XI. Jahres-Bericht der geograph. Gesellsch. zu Greifswald 1908/09.

British Association for the Advancement of Science, Winnipeg Meeting, 1909. Visit to Cobalt and Sudbury, August 17th to August 20th. Toronto 1909.

DIETRICH, W.: Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium. S.-A. aus: Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Stuttgart 1909.

GEBHARD, HANNES: Den Odlade Jordarealen och dess Fördelning, Finlands Landskommuner år 1901. Helsingfors 1908.

GÖTZINGER, GUSTAV: Geologische Studien im subbeskidischen Vorland auf Blatt Freistadt in Schlesien. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1909, Bd **59**, H. 1. Wien 1909.

GRUPE, G.: Die Brücher des Sollings, ihre geologische Beschaffenheit und Entstehung. S.-A. aus: Zeitschrift für Forst- u. Jagdwesen, Jahrg. **41**. Berlin 1909.

— Über die Zechsteinformation und ihr Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, XVII. Jahrg. Berlin 1909.

HENKEL: Zur Theorie der Gebirgsbildung. S.-A. aus: Globus, Bd **95**, Nr. 21. Braunschweig 1909.

RAUFF, H.: Geologie und Bergbau. Festrede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät des Kaisers u. Königs, gehalten am 27. Januar 1909. Berlin 1909.

SIEBURG, RICHARD: Über transversale Schieferung im thüringischen Schiefergebirge. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde. Halle 1909.

TRAUTH, FRIEDRICH: Die Gressener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd XXII. Wien 1909.

WHITE, J. C.: Relatorio Final apresentado a S. Ex. v. Sr. Dr. LAURO SEVERIANO MÜLLER, Ministro da Industra, Viacao e Obras Publicas. Rio de Janeiro 1909.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 8/10. 1909.

Protokoll der Hauptversammlung am 16., 17. und 18. September zu Hamburg.

I. Protokoll der Sitzung am 16. September 1909 im großen Hörsaal des Naturhistorischen Museums zu Hamburg.

Beginn: 9½ Uhr.

Herr GOTTSCHE eröffnet als Geschäftsführer die Sitzung und erteilt dem Vertreter des Senats der Stadt Hamburg, Herrn Syndikus Dr. BÜHL, das Wort, der die Gesellschaft im Namen der Stadt willkommen heißt.

Herr GOTTSCHE dankt dem Senat im Namen der Gesellschaft.

Herr Prof. Dr. ZACHARIAS, Direktor der botanischen Staatsinstitute der Stadt Hamburg, begrüßt die Gesellschaft im Namen des Hamburger Professorrats.

Darauf richtete Herr GOTTSCHE an die Gesellschaft die nachstehenden Begrüßungsworte:

Meine Herren!

Ich weiß mich eins mit Ihnen, wenn ich in Ihrem Namen dem Herrn Vertreter Eines Hohen Senats sowie dem Herrn Vorsitzenden des Professoren-Rats unseren aufrichtigen Dank für ihre ehrenvolle und liebenswürdige Begrüßung ausspreche. Auch den Herrn dieses Hauses, Herrn Prof. Dr. KRAEPELIN, der uns hier im Naturhistorischen Museum für die beiden ersten Tage Obdach gewährt hat, bitte ich, den Dank unserer Gesellschaft entgegennehmen zu wollen. Nunmehr bitte ich Sie aber, auch mir persönlich einige Worte zur Begrüßung zu gestatten.

Als Sie im vorigen Jahre in Dresden beschlossen haben, die diesjährige Versammlung in Hamburg abzuhalten, und als Sie weiter beschlossen, mir die Vorbereitungen zu dieser Versammlung anzuvertrauen, da war meine Freude, um aufrichtig zu sein, nicht ganz ungetrübt. Durchdrungen von der hohen Ehre, die Sie mir erwiesen, mußte ich trotzdem befürchten, daß die Sammlungen des mir anvertrauten Instituts in ihrer Aufstellung noch unfertig sein würden, jedenfalls nicht in dem Zustande, in dem ich sie Ihnen gern vorgeführt hätte. Ich habe leider mit dieser Rechnung recht behalten; erst in etwa 2 Monaten wird das Mineralogisch-Geologische Institut dem großen Publikum geöffnet werden können. In der Geschichte dieses Instituts wird Ihre Versammlung aber stets eine große Rolle spielen, denn genau heute vor einem Jahre ist mir dies Haus von der Bauleitung übergeben, ist der erste Schrank aus diesem gastlichen Hause, in dem ich beinahe zwei Jahrzehnte unter der liebenswürdigen Ägide des Herrn Prof. Dr. KRAEPELIN geweilt habe, hinübergetragen in ein neues Heim, das Sie ja am Sonnabend kennen lernen.

Ich möchte aber gern den Nachweis führen, daß die Beziehungen zwischen Ihrer Gesellschaft und meinem Institut viel älteren Datums sind; und ich glaube, dieser Nachweis ist nicht einmal schwer. Das erste Mitgliederverzeichnis unserer Gesellschaft aus dem Januar 1849 führt aus Hamburg die Namen WIEBEL und ZIMMERMANN auf.

ZIMMERMANN, ein hiesiger Arzt, 1876 als Achtzigjähriger hier gestorben, ist allen denjenigen von Ihnen, die sich mit dem geologischen Aufbau von Nord-Hannover und von Holstein beschäftigt haben, wohlbekannt. Das Kreidevorkommen von Hemmoor, das einige von Ihnen gestern besichtigt haben, die interglaziale Torfschicht von Schulau, die wir am Sonnabend gemeinschaftlich besuchen wollen, sind zuerst von ihm beschrieben worden.

WIEBEL, ein geborener Wertheimer, wurde 1837 als Dreißigjähriger an das Akademische Gymnasium als Professor der Physik, Chemie und Mathematik berufen; ein ausgezeichneter Lehrer, wird er gleichwohl Ihnen nur durch eine Monographie über Helgoland bekannt sein, die heute noch vortrefflich genannt werden darf.

Zu diesen ersten beiden Mitgliedern gesellte sich sehr bald ein Hamburger Kaufmann, O. SEMPER, der mit großer Sorgfalt und ungemeinem Fleiß sich dem Studium des nordischen Tertiärs gewidmet hat. Alle drei haben an meiner geologischen Erziehung mitgewirkt, und alle drei haben ihre

Sammlungen dem Museum, d. h. dem heutigen Mineralogisch-Geologischen Institut, vermacht und dadurch den Sammlungen des Instituts ihren besonderen Charakter verliehen. Wer heute sich über Helgoland, über Diluvialgeschiebe oder über heimisches Tertiär orientieren will, der kann an unserem Institut nicht vorbeigehen, und das danken wir in erster Linie den drei längst dahingeschiedenen Mitgliedern Ihrer Gesellschaft. Das Interesse an der Geologie ist hier in Hamburg seitdem nie ganz erloschen. Ich will von der Gegenwart nicht reden, aber ich will zum Schluß nur darauf hindeuten, daß auch die Zukunft Gutes verheißt, haben doch drei hiesige Herren den Wunsch ausgedrückt, unserer Gesellschaft beizutreten.

Der Geschäftsführer leitet dann die Wahl des Vorsitzenden ein. Auf Vorschlag von Herrn CREDNER wird einstimmig durch Zuruf Herr v. KOENEN zum Vorsitzenden der Sitzung gewählt.

Auf Vorschlag des Vorsitzenden werden die Herren BÄRTLING, HAACK und HORN zu Schriftführern der Versammlung gewählt und die Herren GRÄSSNER und THOST zu Rechnungsprüfern ernannt.

Nachdem Herr GOTTSCHE noch einige kurze Mitteilungen über den Ausflug am Nachmittage gemacht hat, bei der Herr CARL HAGENBECK selbst die Führung durch den Tierpark in Stellingen übernehmen wird, erteilt der Vorsitzende Herrn E. PHILIPPI[1]) das Wort zu seinem Vortrage:

„Die präoligocäne Abtragungsfläche in Thüringen, ihr Verhältnis zu den Dislokationen und dem Flußnetz.“

An der Diskussion beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, v. KOENEN und der Vortragende.

Zu dem Vortrage des Hrn. PHILIPPI bemerkte Herr **VON KOENEN**, daß für das Alter der Sande und Kiese auf den Hochflächen in Thüringen ein sicherer Anhalt zur Deutung jedenfalls fehle, daß es aber nahe läge, sie mit Quarzsanden usw. in Verbindung zu bringen, die weit nach Hessen, Hannover, Detmold und Westfalen in ähnlicher Lage auftreten und verschiedentlich über dem marinen Ober-Oligocän liegen, also als Miocän zu deuten sind. Freilich sind sie meist nur in einzelnen Fetzen erhalten, haben aber als Zeugen ihrer

---

[1]) Der Vortrag wird als Abhandlung in den Vierteljahrsheften des nächsten Jahrgangs erscheinen.

einstigen Verbreitung vielfach verstreute Quarzitblöcke hinterlassen, so auf einzelnen Buntsandsteinhochflächen bei Marburg, auf dem rheinischen Übergangsgebirge östlich Brilon usw.

Nach einer Pause von 20 Minuten trägt Herr **W. WOLFF** vor über das Thema: **„Der Untergrund von Bremen“.**

Die Bremer Gegend, äußerlich flach und eintönig, birgt im Innern interessante Probleme in jeder einzelnen Formation, die an ihrem Aufbau teilnimmt. Über das mesozoische Gebirge, das erst gegen 80 km südwärts aus dem Quartär und Tertiär zutage steigt, durch Kalibohrungen aber im Untergrunde bis auf etwa 40 km an die Stadt heran verfolgt ist, gibt jetzt der erste Tiefbohraufschluß bei Bremen selbst gewisse Kunde; die Kenntnis des Tertiärs ist durch mehrere Wasserbohrungen um wichtige Stufen von mehr als lokalem Interesse bereichert worden; hinsichtlich des Quartärs nimmt die Gegend eine Vorpostenstellung weit vor der Front der von Holstein durch Nordhannover heranrückenden Spezialaufnahmen des Glazialdiluviums ein, berufen, die Verbindung zu den Aufnahmen im Emsgebiet und zu MARTINs Forschungsergebnissen über das Diluvium im Westen der Weser herzustellen; und selbst das Alluvium bietet Gelegenheit zu allerlei interessanten Beobachtungen, die das Gesamtprofil vervollständigen und von der geologischen zur historischen Vergangenheit hinanführen.

Das älteste Glied im Profil des Bremer Untergrundes ist das **Salzgebirge**, von dem man, vorderhand allerdings ohne zureichende Beweisunterlage, annimmt, daß es dem Zechstein angehört. Es verriet sich bereits durch eine starke Versalzung des Grundwassers in verschiedenen Gebietsteilen der Bremer Umgegend und in verschiedenen Teufen. An einigen Orten kannte man in weniger als 50 m Tiefe Grundwasser mit $^2/_3$ Proz. Kochsalz, während an anderen bis 150 m hinab süßes Wasser angetroffen wurde. Salz- und Süßwassergebiete zeigten bisweilen erstaunlich scharfe Grenzen, und doch war es bisher nicht möglich, aus ihrer Verteilung ein Bild über die mutmaßliche Lage der unterirdischen Gebirgshorste zu gewinnen, von denen die Versalzung ausging. Wohl den höchsten Salzgehalt ergab eine Wasserbohrung von 240 m Tiefe an der Stephanikirchweide zu Bremen, nämlich rund 5 Proz. Jetzt ist durch die Bohrung I der Bohrgesellschaft Bremen endlich das geheimnisvolle Salzgebirge angeschlagen. Die Bohrung steht auf der linken Weserseite im Neuen Lande, dicht an der Neustadt. Sie ergab ein merkwürdiges Profil, das ich aller-

dings nur so weit mitteilen kann[1]), als es in der Presse bekannt geworden ist:

0— ca. 220	m	Quartär.
220— 550	m	älteres Tertiär.
550— 730	-	obere Kreide.
730— 793	-	Anhydrit.
793—1100	-	Steinsalz, Anhydrit und liegendes Gebirge.

Wie man sieht, transgrediert die obere Kreide unmittelbar auf dem Salzgebirge; sämtliche Zwischenglieder fehlen. Die gleiche Erscheinung ist auch im Allertal oberhalb Verden und im westlichen Holstein bei Heide beobachtet, überrascht also nicht allzusehr. Übrigens liegt oberhalb Verden das Salzgebirge in weit geringerer Teufe, und man darf aus der starken Grundwasserversalzung an gewissen Stellen des Bremer Gebiets wohl schließen, daß es auch in diesem Gebiet stellenweise sehr flach liegen muß und dann vielleicht des Schutzes der mächtigen tertiären Tondecke entbehrt.

Was die **Kreide** betrifft, so ist das spezielle Profil noch nicht ermittelt. Fest steht zunächst nur die Tatsache, daß es sich um obere Kreide handelt, und daß die untere in der Tiefbohrung fehlte. Auch von der Kreide darf man annehmen, daß sie nicht allzufern von Bremen in weit höheren Lagen vorkommen muß, als die Bohrung ergab. Sonst wäre die starke Anreicherung der diluvialen Grundmoräne mit Kreidebrocken unerklärlich. Die dünnen, unter dem Wesertal erbohrten Geschiebemergel enthalten dicke Klumpen unzerriebener Kreide, und selbst da, wo der Geschiebemergel durch Schmelzwässer desselben Eises, das ihn geschaffen hatte, wieder erodiert war, konnte man seinen Kiesrückstand noch an den charakteristischen Kreidegeröllen erkennen. Ganz besonders kreidereich ist der Geschiebemergel von Wilstedt, nordöstlich von Bremen.

Das **Tertiär** ist am besten in einer vom Bremer Wasserwerk ausgeführten Versuchsbohrung zu Ördekenbrück am Geestrande, etwa zwei Meilen südwestlich der Stadt, aufgeschlossen. Diese Bohrung ergab folgendes Profil:

Ansatz 18 m über NN.

1.	0 — 64,40	m	Diluvium.
2.	64,40— 73,90	-	fetter dunkler, z. T. etwas glaukonitischer Ton.
3.	73,90— 76,10	-	dunkelgrüner sandiger Ton, nach unten in tonigen Sand übergehend.
4.	76,10— 84,60	-	fossilreicher Grünsand.
5.	84,60— 91,80	-	grauer toniger Sand mit Glaukonit, fossilreich.

[1]) Später wird voraussichtlich eine genaue Darstellung der Schichten und ihres Fossilinhalts gegeben werden können.

6.	91,80— ca. 105 m	sandiger grünlichgrauer Ton mit wenig Schalteilchen, von 100 m abwärts fast kalkfrei.
7.	105,00—105,10 -	desgl., fetter, kalkfrei.
8.	105,10—110,20 -	kalkreicher grauer Ton, zu unterst sandig; enthält Septarien.
9.	110,20—110,45 -	schwach toniger graugrüner Sand mit Schalfragmenten, kalkhaltig.
10.	110,45—111,50 -	fetter grauer kalkhaltiger Ton.
11.	111,50—123,50 -	grauer toniger glaukonithaltiger Sand, teilweise kalkhaltig, zu unterst mit einigen groben Quarzkörnern.
12.	123,50—126,40 -	fetter grauer, schwach kalkhaltiger Ton.
13.	126,40—147,00 -	grünlichgrauer toniger Sand.
14.	147,00—148,50 -	grober Sand aus ölig glänzenden dicken Quarzkörnern.
15.	148,50—150,00 -	grünlichgrauer, schwach toniger Sand.
16.	150,00—151,00 -	grober Sand mit Fossilbruchstücken.
17.	151,00—153,50 -	etwas feinerer Sand.
18.	153,50—158,00 -	Sand, allmählich in sandigen Kies übergehend, kalkhaltig, mit groben, ölig glänzenden Quarzen, vielen stark gerollten Fossilien sowie Phosphoriten und Kalksandsteinkonkretionen.

In diesem Profil scheint mir Schicht 2 dem von der Unterelbe, aus der Lüneburger Gegend und aus Schleswig-Holstein bekannten „Glimmerton" zuzurechnen zu sein. Petrographisch ist die Übereinstimmung sehr gut. Der Ördekenbrücker Ton führt Glimmerschüppchen und feine Braunkohlesubstanz, und wenn er teilweise glaukonitisch ist, so gleicht er darin gewissen Bänken des echten Glimmertons von Langenfelde bei Hamburg, Morsum auf Sylt u. a. O. Leider haben die geringen Bohrproben keine charakteristischen Faunabestandteile geliefert. Außer Foraminiferen ist nur eine *Pleurotoma turbida* Sol. aus 68 m Tiefe zu nennen. Immerhin möchte ich den Ton ins Obermiocän stellen. Schicht 3 gehört vielleicht, Schicht 4 und 5 sicher zum Mittelmiocän. Die reiche Fauna entspricht vollkommen derjenigen des „sandigen Miocäns" und des „Holsteiner Gesteins" (Gottsche) einerseits und der Dingdener Stufe, die sich auch in den holländischen Staatsbohrungen in der Peel (westlich der Maas) überreich an Fossilien gezeigt hat, andererseits. Typisch untermiocäne Formen oder Anklänge an die rätselhaft mediterrane Miocänfauna von Ibbenbüren (Schafbergstollen) habe ich nicht beobachtet. Folgende Arten wurden aus den Bohrproben ausgelesen:

Anomia ephippium L.
Pecten Brummelii Nyst.
- *septemradiatus* Müll.
- cf. *Gerardi* Nyst.

Pecten sp.
Arca latesulcata Nyst.
? *Pinna* sp.
Limopsis aurita Br.
- *anomala* Eichw.
Nucula sp.
Leda glaberrima Münst.
- *Westendorpii* Nyst.
Venus multilamellosa Nyst.
- cf. *islandicoides* Nyst.
Isocardia cf. *lunulata* Nyst.
Astarte concentrica Goldf.
- *triangularis* Montf.
Cardita chamaeformis Goldf.
Cardium comatulum Bronn.
Corbula gibba Ol.
Siliqua angusta Nyst.
Tellina sp.
Thracia sp.
Murex inornatus Beyr.
Ficula reticulata Lam.
Fusus attenuatus Phil.
- *sexcostatus* Beyr.
- *crispus* Bors.
- sp. (aus der Gruppe des *eximius*, nur ein Embryonalgewinde).
Terebra Basteroti Nyst.
Nassa bocholtensis Beyr.
- *Facki* v. Koen.
- *labiosa* Sow.
- cf. *elegans* Leathes.
- cf. *tenuistriata* Beyr.
Cassis cf. *Dewalquei* v. Koen. (juv.).
- cf. *saburon* Brug. (juv.).
Cassidaria sp.
Columbella nassoïdes Grat.
Ancillaria obsoleta Br.
Conus Dujardini Desh.
Pleurotoma turbida Sol.
- *rotata* Br.
- - - , var. *complanata* v. Koen.
- *turricula* Br., var. *laeviuscula* v. Koen.
- *Duchastelii* Nyst.
- *semimarginata* Lam.

Pleurotoma Steinvorthi SEMP.
- *Bodei* v. KOEN.
- cf. *obeliscus* DESM.
- *festiva* DOD.
- sp. pl.

Borsonia uniplicata NYST.
Mangelia sp.
Voluta cf. *Bolli* KOCH (mit nur 2 Spindelfalten).
Natica Alderi FORB.
- sp.
- *helicina* BR.
- *Beyrichi* v. KOEN.
- cf. *millepunctata* LAM.

? *Sigaretus* sp.
Pyramidella elata v. KOEN.
Cerithium sp.
Aporrhais alata EICHW. (in einer der *A. speciosa* SCHLOTH. nahestehenden Varietät).
Turritella subangulata BR.
Cadulus subfusiformis SARS.
Dentalium sp.
Ringicula auriculata MEN.
- *striata* PHIL.
- *ventricosa* SOW.

Dazu kommen zahlreiche Foraminiferen, Einzelkorallen (große Flabellen), Echinoideenstacheln, Bryozoen, Fischotolithen und -zähne sowie wahrscheinlich von Cetaceen herrührende Knochenfragmente. Es sei hier gleich bemerkt, daß Schichten mit derselben mittelmiocänen Fauna auch bei einigen anderen Wasserbohrungen der Bremer Gegend getroffen sind, so auf der rechten Weserseite bei Schevemoor nördlich von Mahndorf in 45—50 m Tiefe und bei Gr. Ippener westlich von Ördekenbrück in 85—110 m. Die Ördekenbrücker Fossilliste wird von diesen Orten noch um folgende Arten bereichert:

Nucula Haesendoncki NYST.
Lucina borealis L.
Solarium cf. *obtusum* BR.
Dentalium cf. *mutabile* DOD.
- cf. *Dollfusi* v. KOEN.

Natica Beneckei v. KOEN.
Odontostoma fraternum SEMP.
Cassis cf. *Rondeletii* BAST. (juv.).
Murex spinicosta BR.

Cancellaria spinifera GRAT.
- *evulsa* SOL.
Pleurotoma anceps EICHW.
Mangelia obtusangula BR.
Defrancia Luisae SEMP.
Mitra pyramidella BR.
Conus Allionii MICH.
Terebra Basteroti NYST.

Das Untermiocän fehlt im Ördekenbrücker Profil und ist auch in anderen Bohrungen bisher nicht angetroffen. Dennoch muß man annehmen, daß es wie in Holstein und Nordhannover so auch bei Bremen als Braunkohlenformation entwickelt gewesen ist und wahrscheinlich noch stellenweise ansteht. Darauf deuten die zahlreichen Braunkohlebrocken und Gerölle von Lignit (*Cupressinoxylon*), die im Diluvium, besonders in den groben Sand- und Kiesschichten, allenthalben vorkommen und offenbar von zerstörten Braunkohleschichten herrühren. Auch sei daran erinnert, daß in der Hassendorfer Ziegelei bei Sottrum, etwa 40 km nordöstlich von Bremen, unter dem marinen Miocän ein schwaches Braunkohlenflöz aufgedeckt ist.

Wie das Untermiocän, so fehlt in den wenigen tiefer gehenden Bohrprofilen auch das Oberoligocän, und es kann zweifelhaft sein, ob dasselbe in der Bremer Gegend existiert oder noch zu quartärer Zeit vorhanden gewesen ist. Bisher sind nämlich niemals typisch oberoligocäne Fossilien auf zweiter Lagerstätte hier gefunden worden, während doch die miocänen Conchylien massenhaft ins tiefere Diluvium verschwemmt sind. Das nächste anstehende Oberoligocän kennt man einerseits aus der Osnabrücker Gegend, andererseits aus Bohrprofilen in der Lüneburger Heide, z. B. bei Schneverdingen, wo es die miocäne Braunkohlenformation unterteuft.

Die Schichten 6—8 der Bohrung Ördekenbrück gehören zum Mitteloligocän, nämlich zum Rupelton, der somit das Miocän unterteuft. In ihrem petrographischen Habitus schließen sie sich dem ostholländischen Septarienton (westfälische Grenze bei Winterswijk) an; dort ist er ebenso grünlich-sandig. Größere Fossilien sind in der Bohrprobe von Ördekenbrück nicht beobachtet; hingegen konnten zahlreiche Foraminiferen ausgeschlämmt werden, unter denen Herr Dr. TH. SCHMIERER-Berlin folgende Arten erkannte:

Gaudryina chilostoma RSS.
Nodosaria obliquestriata RSS.
Pseudotruncatulina Dutemplei D'ORB.

Spiroplecta carinata D'ORB.
Pulvinulina sp.
Globigerina sp.
Cristellaria 2 sp.

Es folgt nun eine Schichtengruppe von feinen grünen Sanden mit zwei Bänken fetten Tones, die nur spärliche, sehr kleine und meist fragmentäre Fossilreste beherbergt. Da diese noch nicht sicher bestimmt werden konnten (aus Schicht 9, also im unmittelbaren Liegenden des Rupeltons stammt u. a. eine *Anisodonta* ähnlich der *rugifera* und eine *Vulsella* ähnlich der *obliqua* des Unteroligocäns), so läßt sich nicht sagen, ob die Schichtgruppe, wie man zunächst vermuten wird, unteroligocän oder älter ist. Petrographisch steht sie offenbar in engem Zusammenhang mit der liegendsten Gruppe des ganzen Profils, den sandig-kiesigen Schichten 14—18, denn bereits zwischen den beiden Tonbänken zeigen sich im feinen Sande die merkwürdigen, dicken, ölig glänzenden runden Quarze, die den liegenden Kies auszeichnen. Dieser umschließt aber eine Fauna von offenbar eocänem Alter. Es sind das teils sehr kleine, ganz erhaltene Mollusken, teils stark abgerollte Fragmente größerer Schalen, ferner Nummuliten, Bryozoen, Cephalopoden und Fischzähne. Unter den Schalen dominieren Bruchstücke eines glatten *Pecten*, wahrscheinlich dem *P. corneus* SOW. angehörig. Daneben finden sich große Fragmente, die ich zu *P. plebejus* des belgischen Eocäns rechne. Die übrigen Schalfragmente und Schälchen, deren sichere Bestimmung mir noch nicht möglich war, gehören zu *Ostrea*, *Pectunculus*, *Leda* (cf. *crispata* v. K.), *Woodia* (cf. *Deshyesiana* SEMP.), *Anisocardia* (cf. *postera* v. K.), *Lucina*, *Dentalium*, *Turritella* (cf. *crenulata* v. K.) und *Terebra* (eine zwischen *T. Hoernesi* BEYR. und *T. Basteroti* NYST. stehende Form, die möglicherweise nicht in diese Stufe gehört, sondern Nachfall aus dem Miocän sein könnte). Unter den übrigen Fossilien, die ich wegen Mangel an Vergleichsmaterial an Herrn VINCENT in Brüssel mit der Bitte um Untersuchung sandte, bezeichnete dieser Forscher folgende Arten:

Nummulites laevigatus var. *scaber* LK.?
Beloptera belemnitoidea BLAINV.
Belosepia Oweni SOW.
Physodon sp.
Physodon secundus WINKL.
- *tertius* WINKL.
Myliobatis sp.

Glyptorhynchus (*Coelorhynchus*) sp.
Notidanus serratissimus Ag.
Oxyrhina sp.
Odontaspis macrota Ag.

Die Zweischaler dieser ganzen Fauna haben zwar große Ähnlichkeit mit gewissen Arten des norddeutschen Unteroligocäns, zeigen aber doch sämtlich größere oder geringere Abweichungen von diesen. Die Nummuliten sind entschieden eocän, die unteroligocäne *Nummulina Magdeburgensis* befand sich nicht unter ihnen. Nach dem Gesamtcharakter der Fauna möchte ich annehmen, daß der Quarzkies von Ördekenbrück dem oberen, wenn nicht gar mittleren Eocän angehört. Ich hoffe, demnächst eine genauere Liste der Fossilien geben und das Alter dieser Stufe präziser bezeichnen zu können.

Die Nummuliten von Ördekenbrück sind die ersten im norddeutschen Eocän aufgefundenen. Es scheint indessen, daß das nummulitenführende jüngere Eocän im nördlichen Hannover beträchtliche Verbreitung besitzt. Schon vor langen Jahren fand G. MÜLLER im Diluvium bei Hittfeld Geschiebe eines nummulitenführenden Sandsteins, der sich nach seiner petrographischen Beschaffenheit sehr gut als konkretionäre Bildung in kalkhaltigen Quarzsanden von der Art des Ördekenbrücker Sandes erklären ließe. Ferner sind bei einigen Tiefbohrungen in der Lüneburger Heide Nummulitensande getroffen.

Leider ist das Liegende des Ördekenbrücker Kieses noch unbekannt. Nach dem Ergebnis der Tiefbohrung Bremen I sowie einer älteren, von FOCKE erwähnten Bohrung bei Wollah auf der Lesumer Geest und einer neueren Tiefbohrung bei Bassen auf der Achimer Geest läßt sich aber vermuten, daß dieser Kies bzw. Sand von mächtigen Tonen untereocänen (Londonton) und paleocänen Alters unterteuft wird. Ich hoffe darüber später Näheres berichten zu können.

Am Ende der Tertiärzeit, genauer nach Ablagerung des Obermiocäns, muß die Bremer Gegend ebenso wie das ganze übrige nordwestliche Deutschland von einer großen Landhebung betroffen sein, die ein Ausmaß von etwa 300 m erreicht zu haben scheint. Die dem zurückweichenden Meere folgenden Flüsse schnitten sich tief ins Land ein. Ob aber lediglich Hebung und Flußerosion die Landoberfläche ausgestaltet haben, oder ob Faltungen und Verwerfungen mitwirkten, ist nicht recht klar. Wahrscheinlich ist das letztere der Fall. Es liegt nämlich bei Bremen die Unterkante des Glimmertons keineswegs überall im gleichen Niveau, und in weit höherem

Maße ist das aus den zahlreichen Bohraufschlüssen der Hamburger Gegend ersichtlich. Dort zeigt die Unterkante des Glimmertones Niveaudifferenzen von mehr als 100 m, die nicht durch glaziale Pressung der betreffenden Vorkommen hervorgerufen sind, sondern tektonische Ursachen haben müssen. Die postmiocänen Bodenbewegungen, die man in den mitteldeutschen Gebirgen nachgewiesen hat, erstreckten sich auch auf Nordhannover und Schleswig-Holstein.

Für die Hamburger Gegend läßt es sich an Hand der dort ungewöhnlich zahlreichen, bis zu 390 m tiefen Wasserbohrungen klar nachweisen, daß die mit Diluvium ausgefüllten sehr tiefen Rinnen im tertiären Untergrund im wesentlichen Erosionsrinnen sind. Sie haben eine Tiefe bis mehr als 260 m unter NN. Je tiefer nämlich in ihnen das Diluvium hinabreicht, eine um so tiefere Stufe des Tertiärs erscheint als Liegendes. Bei Diluvialmächtigkeiten von weniger als 100 m (unter NN.) pflegt der Glimmerton, bei größeren Mächtigkeiten das „sandige Miocän“ (GOTTSCHE) oder die Braunkohlenformation angetroffen zu werden. (Ich habe dabei die Gegend Wilhelmsburg-Billwärder im Auge; an anderen Orten, wo das Tertiär im ganzen höher liegt, ändern sich die Verhältnisse entsprechend.)

Daß die Verhältnisse bei Bremen ähnlich liegen, darauf deuten die wenigen bis jetzt gewonnenen Bohrergebnisse. Zunächst ist durch die Wasserbohrungen Bremen, Stephanikirchweide (240 m Quartär undurchsunken), Bremen-Neuland (Tiefbohrung I, ca. 220 m Quartär), Hemelingen (ca. 220 m Quartär, undurchsunken), Brinkum (Quartär mit 147 m nicht durchsunken) und Fahrenhorst (Quartär, mit 180 m nicht durchsunken) einerseits und die nicht fern von ihnen in Tiefen von 25—80 m ins Tertiär gelangten Bohrungen Mahndorf, Schevemoor, Stuhr, Landwehr, Stuhrbaum, Hinter d. Holze, Gr. Ippener, Theten, Bürstel und Ördekenbrück[1]) andererseits die Existenz einer oder mehrerer tiefer Rinnen in der tertiären Oberfläche erwiesen. Sodann hat die Tiefbohrung Bremen I unter dem sehr mächtigen Quartär unmittelbar das Eocän und nicht erst die sonst vorhandenen jüngeren Tertiärschichten angetroffen.

Das **Diluvium** besteht aus glazialen und nichtglazialen Ablagerungen. Ob unter letzteren sich auch präglaziale befinden, ist noch ungewiß. Aus der 143 m tiefen Bohrung auf dem Bremer Schlachthof ist von 92,8—94,6 und 98,7—99,1 m Tiefe Torf zutage gefördert und von Dr. WEBER untersucht,

[1]) Bei Syke tritt das Miocän in der Geest sogar zutage.

der darin Überreste eines Erlenbruchwaldes erkannte. Die Bohrung ist mit Wasserspülung ausgeführt, und dadurch sind die Schichtproben stark angegriffen und verunreinigt. Ich habe die ganze Serie der im Bremer Museum aufbewahrten geringfügigen und großenteils geschlämmten Proben durchgesehen, konnte aber kein vollkommen klares Bild über das (von HÄPKE und JORDAN gänzlich irrig gedeutete) Profil gewinnen. Soviel ich erkennen konnte, ist es folgendes (Oberkante 7,44 m über NN.):

0 — 24,3 m	Alluvium und oberstes Diluvium (eine einzige unzulängliche Probe).
24,3— 27,6 -	hellgrauer, kreidereicher Geschiebemergel.
27,6— 33,5 -	mittelfeiner Sand.
33,5— 45,7 -	grauer, z. T. sandiger, in der Tiefe große Steine führender Geschiebemergel.
45,7— 46,6 -	Sand, mittelkörnig.
46,6— 52,4 -	feinsandreicher, gelbgrauer Ton.
52,4— 61,7 -	Sand, ziemlich fein, mit Stücken von grauem schiefrigen Ton.
61,7— 69,2 -	Sand.
69,2— 70,4 -	grauer feinsandiger Ton.
70,4— 75,7 -	schwach toniger Sand.
75,7— 80,5 -	kiesiger Sand mit großen nordischen (und einheimischen) Geröllen (Faserkalk, Påskalaviks-Porphyr).
80,5— 81,8 -	Sand.
81,8— 83,4 -	sandiger, bunter nordischer Kies.
83,4— 87,7 -	feiner Sand.
87,7— 92,8 -	Ton, grau (Schlämmrückstand: Sand und kleiner Kies, nordisch, und Lettenbrocken).
92,8— 94,6 -	„Ton, Moorboden" (Angabe des Bohrmeisters).
94,6— 95,3 -	„Ton, Steine"; letztere mußten mit Dynamit gesprengt werden. Die Fragmente gehören einer glaukonitischen, tertiären (wahrscheinlich miocänen) Kalkkonkretion an.
95,3— 98,7 -	Ton. (Schlämmrückstand: grober Glaukonitsand, gerollte miocäne Conchylfragmente, vereinzelte [hineingespülte?] Feldspatkörner. Miocän?)
98,7— 99,1 -	„Moor".
99,1—105,4 -	grauer, sehr toniger Sand. (Schlämmrückstand: Quarz, etwas Feldspat [Verunreinigung?], Conchylfragmente, Stückchen von tertiären Konkretionen.)
105,4—142,7 -	grauer, schwach sandiger Ton. (Schlämmrückstand: viel Glaukonit und die für den Glimmerton charakteristischen Schwefelkiesstengelchen, ferner Conchylfragmente und Feldspatkörner [Verunreinigung?]. Wahrscheinlich Glimmerton.)

Es scheint mir, daß von 105,4 m abwärts Miocän ansteht, und daß die Schichten von 92,8—105,4 m entweder eine altdiluviale „Lokalmoräne" ähnlicher Art darstellen, wie man sie im Hangenden des Miocäns auch in anderen Bohrungen dieser Gegend, z. B. Gr. Ippener, angetroffen hat, oder daß

ein Teil von ihnen ebenfalls anstehendes Miocän ist, von dem infolge der Spülung nur mit Diluvialmaterial verunreinigte Bohrproben gewonnen sind. Das „Moor“ wäre dann entweder ein anstehendes Präglazialmoor oder ein der altdiluvialen Lokalmoräne einverleibtes Geschiebe von wahrscheinlich ebenfalls präglazialem Torf. WEBER läßt die Frage offen, ob es prä- oder interglazial ist. Ich würde aus später zu entwickelnden Gründen Interglazial erst in höherem Niveau erwarten.

Die tiefsten Ablagerungen in den „Rinnen“ sind glazialer bzw. fluvioglazialer Art. In der Bohrung Bremen, Stephanikirchweide, fand man allerdings von 202,5—236 m einen feinen, glaukonitischen Quarzsand mit so wenig nordischer Beimengung, daß man letztere vielleicht auf Konto des Spülverfahrens und den Sand somit noch ins Tertiär (Obereocän?) zu setzen hat. Dann aber kommen von 202,5—172 m grobe Sande und Kiese mit nordischen Geröllen und Geschieben, die vom Bohrmeister z. T. als „sehr toniger Sand, mit Steinschichten durchsetzt“ und „toniger Sand mit Steinen“ bezeichnet wurden und möglicherweise sandiger Geschiebemergel oder doch sicherlich das Residuum eines solchen sind. Auch in der alten, von FOCKE beschriebenen Bohrung Hemelingen sind solche groben Kiese in mehr als 200 m Tiefe beobachtet und von GOTTSCHE in Parallele mit dem „tiefsten Geschiebemergel“ der Hamburger Gegend gestellt worden. Die Bohrung Stephanikirchweide, die als Normalprofil des Bremer Quartärs dienen kann, zeigte insgesamt folgende Schichten (Oberkante ca. 5 m über NN.):

0 — 3,2 m	Auftrag oder Dünensand.
3,2— 4,1 -	feiner Alluvialsand.
4,1— 6,2 -	alluvialer Weserkies.
6,2— 6,6 -	Schlick.
6,6— 10,5 -	Alluvialsand und -kies.
10,5— 22,5 -	diluviale Steinsohle und Geschiebesand.
22,5— 27,5 -	feinerer Sand mit Geschieben.
27,5—112 -	tonige, feine Sande sowie sandige und sandarme graue Tonmergel mit Glimmer und eingeschwemmten Braunkohleteilchen.
112 —172 -	tonige, glimmerhaltige Sande; von 141,5 m abwärts z. T. etwas gröber, glaukonitisch und miocäne Conchylfragmente führend.
172 —202 -	feinere und grobe Sande und Kiese, z. T. tonig (bei 175—181 m „grober Sand mit Steinen, in welchem das Spülwasser fortbleibt“, bei 187,5—195 m „sehr toniger Sand, mit Steinschichten durchsetzt“).
202 —236 (240) m	feine, z. T. tonige, von 216,5 m abwärts glaukonitische Sande; die Proben enthalten nur spärlich nordisches Material. (Diluvium oder Alttertiär.)

Dieses Profil wiederholt sich in ähnlicher Weise in den übrigen Bohrungen, die das mächtige Diluvium der Rinnen erschlossen haben. Über einer liegenden Sand- und Kiesstufe mit groben nordischen Geröllen oder Geschieben folgt eine mächtige Feinsand- und Tonstufe und dann ein Geschiebemergel oder dessen sandig-kiesiges Äquivalent. In Fahrenhorst (am südwestlichen Geestrande) fand man (Oberkante 18,37 m über NN.):

0 — 5,5 m Alluvium und Geschiebesand.
5,5—113 - Feinsandstufe.
113 —139 - liegende Kiesstufe.
139 —180 - Feinsand, arm an nordischem Material.

In Brinkum (südwestliche Vorgeest; Oberkante 5,87 m über NN):

0 — 15,2 m Talsand, diluvial.
15,2— 16,5 - Steinsohle, Residuum des Geschiebemergels.
16,5— 19 - Geschiebe führender Sand.
19 —101,5 - Feinsandstufe.
101,5—125,8 - liegende Kiesstufe, z. T. tonig und möglicherweise dünne, sandige Geschiebemergelbänke einschließend.
125,8—146,9 - feinere Sande, diluvial.

In Stuhrbaum, wo in 90 m Tiefe bereits das Tertiär erreicht ist, lagern über diesem von 75,2—90 m tonig-sandige Diluvialbildungen mit gröberem Material (möglicherweise sandige Geschiebemergel) und darüber von 16—75,2 m die Feinsandstufe, bei 11—16 m Geschiebesand und von 0—11 m diluvialer Talsand. Auch in den untiefen Bohrungen Arbergen, Vahr, Kirchweyhe, Bürstel, Hinter dem Holze, Gr. Ippener, Sudweyhe, Leeste, Felde und Oberneuland kehrte unter den oberen, groben Glazialbildungen stets die Feinsand- und Tonstufe wieder. Sie ist ein in der ganzen Bremer Gegend verbreiteter Horizont und umschließt bei Delmenhorst, in der Lesumer Geestplatte und stellenweise auch in der Achimer Geestplatte ausgedehnte Tonlager, die in zahlreichen Ziegeleien ausgebeutet werden. Auffallend ist es, daß in den Geestplatten die Tonlager und feinen Sande, die sich im Wesertal bei Bremen erst in etwa 20 m Tiefe unter NN. einstellen, bis zu 20 m und mehr über NN. aufragen. Wenn man nicht annehmen will, daß das ganze Bremer Becken vor Ablagerung des jüngsten Geschiebemergels durch Erosion aus einer zusammenhängenden Feinsand- und Tonmergelplatte herausmodelliert ist, so muß man schon tektonische Bewegungen diluvialen Alters zur Erklärung dieser Höhenunterschiede zu Hilfe nehmen.

Diskordant über der Feinsandstufe lagert mit unebener Unterkante eine obere Gruppe von Geschiebemergel-

und Geschiebesandbänken, die in der Niederung etwa 20 m, auf den Geestplatten oft nur 1—5 m mächtig ist. In der Achimer Geest besitzt der Geschiebemergel mit zwischengelagerten Sanden allerdings mehr als 20 m Mächtigkeit; er tritt in dem hohen rechten Weserufer bei Baden in ansehnlicher Entwickelung zutage. Im Wesertal unter Bremen hat er durch spätere fluviatile Abrasion bedeutend verloren und trägt infolgedessen überall eine etwa 10 m unter NN. gelagerte Steinsohle oder wird durch diese und die begleitenden Geschiebesande vertreten.

Als jüngstes Glied des Diluviums sind die geschiebefreien Sande der sog. „Vorgeest" anzusehen, einer etwa 3—10 m über das Alluvium ragenden Talterrasse, die im Südwesten von Bremen in weiter Fläche die Marsch umrahmt und sich an die eigentliche Geest anlehnt. In den Bohrprofilen lassen sich diese Sande auch unter der ganzen Marsch hindurch verfolgen. Sie schieben sich zwischen die Steinsohle des Glazialdiluviums und die alluvialen Weserkiese ein. Von letzteren unterscheiden sie sich klar durch ihre rein vom Glazialdiluvium abhängige Zusammensetzung; die alluvialen Weserkiese enthalten stets Mittelgebirgsgerölle, namentlich Buntsandstein, die Talsande dagegen nie.

So weit das Diluvialprofil in seiner lokalen Gestaltung. Es ist jetzt die Frage seines Zusammenhanges mit den benachbarten Diluvialbildungen und seiner Altersgliederung zu beantworten. Dafür gibt es zwei Wege: entweder geht man vom ältesten Diluvium aus und vergleicht das Profil der tiefen Rinnen mit den entsprechenden nächstbekannten Profilen, oder man geht von den zutage liegenden jüngsten Diluvialbildungen aus und verfolgt ihren Zusammenhang mit den Oberflächenbildungen und -formen bereits aufgeklärter Gebiete. Für diese letztere Methode hat die Bremer Gegend keine günstige Lage. Nach unserm gegenwärtigen Vermögen hinreichend aufgeklärt ist das Diluvium zwischen Lübeck, Hamburg, Buchholz und Ülzen. Die geologische Spezialkartierung erstreckt sich zurzeit bis südlich von Ülzen und Munster. Von dort bis zur Bremer Gegend dehnt sich ein nur durch eine Anzahl von Bohrungen und einige andere Aufschlüsse erforschtes Gebiet; auf der anderen Seite sind zwar manche Teile von Oldenburg und der Emsgegend durch SCHUCHT, TIETZE, MARTIN u. a. recht genau studiert, entbehren aber der wissenschaftlichen Brücke zu den als Ausgangspunkt der norddeutschen Glazialgeologie dienenden jüngsten Bildungen des Ostens.

Ich beginne deshalb mit einem Vergleich des Profils der tiefen Bremer Rinne mit dem überraschend ähnlichen

Profil der mächtigen Hamburger Diluvialbildungen, wozu mir außer den klassischen Abhandlnngen GOTTSCHEs etwa 350 zum Teil sehr tiefe Bohrprofile aus der Hamburger Gegend zur Stütze dienen, die ich fast sämtlich nach Materialien der Firma DESENISS & JACOBI in Hamburg teils in deren Bohrprobensammlung, teils im mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg durcharbeiten konnte.

Das Diluvialprofil in den tiefen Rinnen[1]) bei Hamburg ist folgendes:

Über dem Tertiär, in dessen Schichten die Rinnen eingeschnitten sind, liegt eine älteste, aus Geschiebemergel, Kiesen und groben Sanden zusammengesetzte typische Glazialbildung von beträchtlicher Mächtigkeit. Darüber folgen mächtige feine, kalkarme Sande mit so reichlichen tertiären Bestandteilen, daß der Ungeübte sie mit Braunkohlensanden verwechseln kann. Nur die weniger reine Farbe, ein minimaler Kalkgehalt und vereinzelte Feldspatkörner unterscheiden sie von diesen. Sodann folgen dunkle, mehr oder minder fette, zu Harnischbildungen (infolge Glazialdrucks) neigende Tonmergel, die im Hangenden oft von einem charakteristischen rötlichen Tonmergel abgeschlossen werden. Damit sind die Rinnen bis etwa 80—60 m unter NN aufgefüllt. Nun kommt eine interglaziale Schichtenserie von marinen, brackischen und limnischen Ablagerungen[2]) (grünliche foraminiferenreiche Meerestone, grünliche und graue marine Sande, dunkle Mytilustone, Sapropelite usw.) die bis gegen —30 m reichen kann. Gewöhnlich liegen darüber noch etwa 10 m feine, mehr oder minder kalkhaltige, fossilleere Sande, und erst über diesen eine zweite glaziale Schichtenserie — Geschiebemergel, Kiese und Sande — die in der Elbniederung bis an die Basis des Alluviums (etwa —8 bis —10 m), in der Geest aber mit entsprechend größerer Mächtigkeit bis zur Tagesoberfläche reichen. Man hat also ein tiefstes Glazialdiluvium, ein reich entwickeltes marines, brackisches und limnisches Interglazial und ein oberes Glazialdiluvium. Diese Gliederung weicht von derjenigen GOTTSCHEs insofern ab, als GOTTSCHE das eben als „oberes" bezeichnete Glazialdiluvium zum „unteren", genauer mittleren, rechnet und darüber noch ein jüngeres Interglazial (Austernbank von

---

[1]) Es ist noch nicht ganz klar, aber für die vorliegende Erörterung belanglos, ob es sich um eine einzige oder mehrere solche Rinnen bei Hamburg handelt. Da aber zu einer einzigen Hauptrinne jedenfalls Seitentäler gehören, ist der Plural wohl erlaubt.

[2]) Stellenweise, z. B. bei Flottbeck und Hummelsbüttel, sind im Hangenden der marinen Schichten noch Torfbänke vorhanden.

Blankenese) und ein jüngstes, drittes Glazialdiluvium stellt. Meine Bohrprofilstudien und Kartierungsarbeiten haben aber für diese Anordnung keine Beweispunkte ergeben. In keinem einzigen Profil treten beide Interglaziale zusammen auf, und der mittlere Geschiebemergel GOTTSCHES, den sein Autor hauptsächlich wegen seiner großen Mächtigkeit zum „unteren" Geschiebemergel der norddeutschen Geologen rechnet, ist erstens keineswegs überall so außerordentlich mächtig, sondern schrumpft in der Elbniederung bis auf einen halben Meter zusammen[1]) oder wird durch etwa 6—20 m mehr oder minder geschiebereiche Sande[2]) vertreten, und steht zweitens in mehreren Richtungen mit dem plateaubildenden Geschiebemergel in Verbindung, den man von den jungbaltischen Moränen aus als jüngsten Geschiebemergel bis nach Hamburg verfolgen kann.

Nunmehr ist die Analogie des Hamburger Diluvialprofils mit dem Bremer in der Tat überraschend. Zunächst dieselbe alte Grundlage der tertiären Bodenform. Dann der tiefste Geschiebemergel[3]) hier wie dort, die Rinnen auskleidend und an deren Abhängen emporsteigend (Stuhrbaum). Dann eine kalkarme, tertiärähnliche Feinsandstufe, nach oben (bei Bremen nicht überall) in dunklen Tonmergel[4]) übergehend. Dann allerdings bei Bremen eine Lücke, bei Hamburg das Interglazial. Und endlich an beiden Orten ein ansehnliches jüngeres Glazial, bedeckt von Talsanden (in der Hamburger Gegend südöstlich der Stadt bei Winsen entwickelt) und Alluvium.

Die Feinsand- und Tonmergelstufe bei Hamburg betrachtet GOTTSCHE als fluvioglazial. Ich möchte für die Bremer Tonmergel und kalkarmen, tertiärähnlichen Feinsande das gleiche annehmen, weil niemals primäre Fossilien, wohl aber vereinzelt unvermutet große Geschiebe (Bohrung Fahrenhorst bei 41 und 48 m) in ihnen beobachtet sind.

In der Interglazialzeit scheint das Meer, das in der Gegend der Niederelbe weit nach Holstein, Lauenburg und

---

[1]) Staatsbohrung HV am Mittleren Landweg.

[2]) Staatsbohrungen II, IV, V, XI bei Billwärder.

[3]) GOTTSCHE führt die tiefen Kiese von Hemelingen direkt als Geschiebemergel an; offenbar hat er sich vergewissert, daß wirklich solcher vorhanden war und nur infolge des Spülverfahrens als ausgewaschener Kies zutage kam. Da GOTTSCHE in solchen Dingen sehr genau und mit großer Erfahrung unterschied, wird man seine Bezeichnung unbedenklich übernehmen dürfen.

[4]) SCHUCHTS „Lauenburger Ton", den der Autor im ganzen Küstengebiet von der Niederelbe bis nach Holland hinein nachwies.

Mecklenburg eindrang, das Bremer Gebiet nicht erreicht zu haben. Der von HÄPKE berichtete Fund einer diluvialen Austernbank in Bremen hat sich nicht weiter bestätigen lassen, und es fehlen hier auch die im Hamburger Diluvium stellenweise häufigen marinen Diluvialconchylien auf sekundärer Lagerstätte. Das ist nicht auffallend wenn man die Höhenlagen der Oberkanten der Feinsand-Tonstufe an beiden Orten miteinander vergleicht. Bei Hamburg liegt sie etwa 60—80 m unter NN.; selbst wenn man die postglaziale Litorinasenkung mit 20 oder gar 40—50 m hiervon abrechnet, so bliebe für die interglaziale Oberfläche noch eine Lage, die den Eintritt des Meeres ermöglichte. Bei Bremen hingegen liegt sie im Tale nur etwa 25 m unter, in den Geestgebieten sogar meistens erheblich über NN., und wenn man auch hier die Litorinasenkung berücksichtigt, so bekommt man flutfreien Boden. Freilich liegen die Verhältnisse in Wirklichkeit nicht so einfach, weil man die Bewegungen während der letzten Vergletscherung nicht kennt und weil auch offenbar ungleichmäßige Bewegungen stattgefunden haben, denn das Interglazial der cimbrischen Halbinsel ist auch da, wo es keine glazialen Stauchungen erlitten hat, nicht niveaubeständig. Aber immerhin ist es bemerkenswert, daß die gleichen fluvioglazialen Sedimente aus der Gefolgschaft der älteren Vereisung bei Bremen allgemein höher liegen als bei Hamburg.

Es ist also zu vermuten, daß in der Interglazialzeit die Bremer Gegend landfest gewesen ist und nur Süßwasserbildungen getragen haben kann. Nun haben wir in nicht allzugroßer Ferne die interglazialen Moore und Seeabsätze von Godenstedt bei Zeven, Nedden Averbergen bei Verden, Honerdingen bei Walsrode sowie der mittleren Lüneburger Heide (Kieselgurlager und Süßwasserkalke der Ülzener Gegend). Vielleicht gehören hierher die vertorften Pflanzenreste aus 9 m Tiefe in der Bohrung Ellen bei Bremen, die zusammen mit gerolltem Tertiärholz (Cupressinoxylon) in oberdiluviale Kiese eingebettet waren und u. a. Lärchenzweigstücke enthielten, die nach WEBERS Beobachtung dem (prähistorischen) Alluvium dieser Gegend fremd, dagegen dem Honerdinger Interglazialhorizont eigentümlich sind.

Wir kommen zum **Alluvium.** Nach der Enteisung wurden in der Bremer Gegend zunächst jene merkwürdigen steinfreien Talsande der Vorgeest abgelagert, die keinerlei typische Wesergerölle enthalten, sondern mit den ausgedehnten Allertalsanden zusammenzuhängen scheinen. Wo die Weser in dieser spätglazialen Epoche geblieben ist, erscheint rätsel-

haft. In ihrem heutigen Tal bei Bremen floß sie damals nicht, und auch in weiterem Umkreise findet sich keine Spur von ihr. Ich habe an früherer Stelle (Abh. Naturw. Ver. Bremen 1907, Bd. XIX, S. 215) die Vermutung ausgesprochen, daß die Weser durch das Werre- und Elsetal über Osnabrück zur Haase und Ems geströmt wäre, aber mein Kollege Dr. TIETZE, der diesen Talweg durch seine Untersuchungen bei Bünde näher kennen gelernt hat, macht mich darauf aufmerksam, daß derselbe ganz frei von Weserkiesen ist. Das Rätsel bleibt also einstweilen bestehen[1]).

Die Weser ist dann plötzlich in die von der Aller beherrschte Bremer Niederung eingedrungen und hat mit rascher Strömung große Massen ihrer Gebirgsgerölle (Kieselschiefer, Buntsandstein) darin ausgebreitet. Offenbar war das im Zeitenlauf ihre erste Invasion, denn weder im Präglazial noch im Interglazial sind ihre leicht kenntlichen Gerölle dort zu finden, und es bleibt auch höchst fraglich, ob es bereits die Weser gewesen sein kann, die die tiefe Diluvialrinne ausgefurcht hat. Bis jetzt gibt es dafür keinen Anhaltspunkt. Immerhin geschah der postglaziale Einbruch in einem sehr frühen Abschnitt der Alluvialzeit, in dem noch die spätdiluviale Fauna dort lebte. Man findet im älteren Weserkies zahlreiche Reste vom Wildpferd und auch vereinzelte Mammutzähne, und man muß sich gewärtig halten, daß für diese Gegend bereits die Alluvialzeit angebrochen war, als jenseits der Elbe noch die Vergletscherung herrschte. Jenes ganze, ungezählte Jahrtausende umfassende Zeitalter, in welchem das Eis sich mit den gewaltigen Endmoränen des östlichen Schleswigholstein umgürtete, vom Liimfjord in Jütland zurückwich auf das Grenaa-Moränenstadium, und darauf die lange Zeit seines Schwindens und Oszillierens im baltischen Becken und die große Periode der Versenkung Mittelschwedens in das kalte Yoldiameer, alles das fällt in die Alluvialzeit Bremens!

In jener langen Zeit aber begann auf der großen Sandebene des Wesertales die Zusammentreibung der Dünen, die

---

[1]) Bei dieser Gelegenheit sei auch der bei älteren Autoren sich findende Irrtum berichtigt, daß die Weser in altalluvialer Zeit einmal aus dem Bremer Becken nicht durch die Vegesacker Pforte zur Nordsee geströmt sei, sondern im Hamme-Oste-Tal ihren Weg nach der Elbmündung gefunden habe. Im Hamme-Oste-Tal habe ich keine Weserkiese gefunden. Es ist ein von glazialen Schmelzwassern benutztes Tal, und bereits im Gebiet der unteren Hamme bilden rein glaziale Kiese den Untergrund der großen Moore. Außerdem hat es bei Bremervörde einen Engpaß, der die Weser nicht fassen würde.

von Westen und Süden herangejagt in langen Zügen wie eine erstarrte Brandung das Gebiet zwischen der Lesumer und der Achim-Ottersberger Geest durchstreichen, jetzt großenteils unter Moor vergraben. Der Hauptzug, der sich von Lesum über Oslebshausen, Gröpelingen, Mahndorf und Uphusen nach Achim und von dort weiter gegen Verden erstreckt, bot später den flutfreien Boden für die erste Besiedelung von Bremen.

Die zweite Hälfte der Alluvialzeit wird durch die im Küstengebiet als Litorinazeit bekannte Senkung charakterisiert. Die tägliche Flutwelle drang die Weser hinauf bis über Bremen, verursachte eine Verschlickung des Stromgebietes und brachte dadurch die Dünenbildung zum Stillstand. Die Sohle des Weserkieses geriet allmählich bis 6 m unter NN. Östlich der Dünenkette vertorfte die Niederung, westlich entstanden die fruchtbaren Marschen. In historischer Zeit scheint die Senkung nicht mehr fortgeschritten zu sein.

Das Elbtal bei Hamburg, das bereits in der Interglazialzeit dem Meere zur Beute fiel, wurde in der *Litorina*-Periode zu einer mindestens brackischen Bucht, in welcher *Cardium edule* vegetierte und sogar Wale strandeten[1]). Das der Nordsee ebenso nahe und unverschlossene Bremer Becken blieb, wie es scheint, abermals von der Salzflut verschont.

Zum Vorsitzenden der nächsten Sitzung wird Herr CREDNER gewählt.

Darauf wurde um 1 Uhr die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BÄRTLING. HAACK. v. KOENEN. HORN. GOTTSCHE.

---

[1]) MEYN. Geogn. Beschreibung d. Insel Sylt: Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen I, 4, S. 709.

II. Protokoll der Sitzung des vereinigten Vorstandes und Beirats der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Hamburg am 16. September 1909

im Konferenzzimmer des Naturhistorischen Museums.

Beginn: 12 Uhr.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Anwesend die Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, EBERT, ZIMMERMANN, KRAUSE, BLANCKENHORN (als Protokollführer), DEECKE, WICHMANN, CREDNER.

Es liegen keine besonderen Anträge vor.

Aus dem Beirat scheiden durch Losziehung aus die Herren UHLIG und POMPECKY. An ihre Stelle sollen zur Wahl vorgeschlagen werden die Herren TIETZE (Wien) und GOTTSCHE (Hamburg).

Vom Vorstande mußte satzungsgemäß Herr P. G. KRAUSE aus der Reihe der Schriftführer ausscheiden, außerdem will Herr KRUSCH sein Amt als Redakteur niederlegen und wegen Arbeitsüberlastung aus der Zahl der Schriftführer austreten. Es soll als Redakteur an seine Stelle Herr BÄRTLING und als weiterer Schriftführer Herr STREMME vorgeschlagen werden.

Von den Vorsitzenden scheidet Ende 1909 satzungsgemäß Herr SCHEIBE aus. An dessen Stelle soll Herr WAHNSCHAFFE vorgeschlagen werden. Die übrigen wieder wählbaren Vorstands- und Beiratsmitglieder sollen zur Wiederwahl vorgeschlagen werden.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. H. CREDNER. KRUSCH.

W. DEECKE. BLANCKENHORN. EBERDT. ZIMMERMANN.

P. G. KRAUSE. WICHMANN.

III. Protokoll der geschäftlichen Sitzung der Allgemeinen Versammlung am 17. September 1909 im Naturhistorischen Museum zu Hamburg.

Beginn: Vorm. 9 Uhr.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Herr BEYSCHLAG eröffnete an Stelle des durch Krankheit am Erscheinen verhinderten ersten Vorsitzenden Herrn RAUFF die Sitzung und verliest einen Brief des letzteren aus Rigi-Scheidegg, der die Versammlung begrüßt. Es wird beschlossen, ein Antworttelegramm an Herrn RAUFF abzusenden.

Im Laufe des verflossenen Jahres hat die Gesellschaft folgende Mitglieder durch Tod verloren:

Landesgeologe Dr. KARL DALMER in Jena,
Privatdozent Dr. TH. LORENZ in Marburg i. Hessen,
Hofapotheker MAAK in Halberstadt,
Professor Dr. WILHELM PABST in Gotha,
Dr. ALBERTO PLAGEMANN in Hamburg,
Bergrat a. D. v. ROSENBERG-LIPINSKI i. Dt.-Wilmersdorf,
Bergmeister W. SCHLEIFENBAUM auf dem Büchenberg b. Elbingerode (Harz),
S. Exz. Akademiker F. v. SCHMIDT in St. Petersburg,
Besitzer des Nürnberger Generalanzeigers ERICH SPANDEL in Nürnberg,
Bergingenieur Dr. FRANZ WILMER in Heinrichsberg,
Professor Dr. E. ZSCHAU in Plauen-Dresden,

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Die Zahl der Mitglieder betrug am Schlusse des Jahres 1907: 540, an Schluß des Jahres 1908: 590, wuchs also um 50. Im Laufe dieses Jahres, bis zu den Aufnahmen in der Julisitzung einschließlich, sind an neuen Mitgliedern hinzugekommen 38 Personen, so daß also, zuzüglich der nachfolgenden 14 Anmeldungen, seit Schluß des Jahres 1908 ein weiteres Wachstum um 52 Mitglieder zu verzeichnen ist.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. phil. RUDOLF WILKENS, Assistent am geologisch-paläontologischen Institut der Universität Greifswald, vorgeschlagen von den Herren JAECKEL, MILCH und H. PHILLIPP.

Herr Bergreferendar OTTO KLEWITZ, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, DIENST und RÄFLER.

Herr Oberlehrer Dr. LÖSCHER in Lippstadt, Soester Str., vorgeschlagen von den Herren TH. WEGENER, BUSZ und STREMME.

Herr Bergassessor ALBERT DAHMS, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren MICHAEL, QUITZOW und ASSMANN.

Herr stud. geol. HEINRICH ARNDT, München 23, Werneckstr. 17 I, vorgeschlagen von den Herren A. BALTZER, E. HUGI und BLANCKENHORN.

Herr cand. geogr. HEINRICH SEELHEIM, Greifswald, Assistent am geogr. Institut der Universität zu Greifswald, vorgeschlagen von den Herren FRIEDRICHSEN, BEYSCHLAG und GAGEL.

Herr Hauptmann W. KRANZ, Swinemünde, vorgeschlagen von den Herren HAAS, BROILI und BODEN.

Herr Dr. R. WICHMANN, Göttingen, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHE, V. KOENEN und LOHMANN.

Herr Dr. E. OBST, Assistent am geogr. Seminar zu Hamburg, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHE, PASSARGE und PETERSEN.

Herr Prof. Dr. LEHMANN, Direktor des Altonaer Museums, Altona, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHE, PASSARGE und PETERSEN.

Herr P. H. TRUMMER, Kaufmann, Wandsbek, Löwenstr. 25, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHE, PASSARGE und PETERSEN.

Herr Prof. DIERSCHE, Hamburg, vorgeschlagen von den Herren CREDNER, GOTTSCHE und PASSARGE.

Herr cand. geol. J. F. STEENHUIS, Groningen, vorgeschlagen von den Herren VAN CALKER, GOTTSCHE und ZECHLIN.

Herr Distriktsgeologe P. HUFFNAGEL, Winterswijk, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und BÄRTLING.

Herr BEYSCHLAG teilt mit, daß die vorgeschriebene Bibliotheksrevision satzungsgemäß durch ihn am 15. September zusammen mit Herrn EBERDT vorgenommen und alles in ordnungsmäßigem Zustande angetroffen wurde. Die satzungsgemäß vorgeschriebene Kassenrevision wurde von Herrn RAUFF am 22. Juli 1909 ausgeführt und ergab gleichfalls einen ordnungsgemäßen Zustand. Die Protokolle über beide Revisionen werden der Gesellschaft vorgelegt.

Herr KRUSCH berichtet dann über den Stand der Redaktionsangelegenheiten folgendes:

Von der allgemeinen Versammlung in Dresden im Juli 1908 bis zu der in Hamburg im September 1909 wurden 11 Monatsberichte mit zusammen 40 Vorträgen und 51 brieflichen Mitteilungen veröffentlicht.

Wie in den Vorjahren legt sich die Schriftleitung nicht auf eine bestimmte Anzahl und einen bestimmten Umfang der Monatsberichte fest. Die für letztere eingereichten Manuskripte gelangen naturgemäß schneller zum Abdruck als die für die Hefte bestimmten Abhandlungen. Es wird aber daran festgehalten, daß umfangreichere Aufsätze über 20 Druckseiten nur in die Hefte aufgenommen werden.

Bei den Tafeln, von denen 7 in den 11 Monatsberichten enthalten sind, gilt im allgemeinen das Prinzip, daß der Autor zu den Unkosten beizutragen hat.

An Vierteljahrsheften sind erschienen: Heft III und IV des Jahrganges 1908 und Heft I, II und III des Jahrganges 1909. Wenn diesmal 5 Hefte vorliegen, so beruht das, wie schon aus den Nummern der Hefte hervorgeht, nicht etwa darauf, daß bei der vorigen Versammlung ein Heft im Rückstand war, sondern ausschließlich auf dem späteren Termine der diesjährigen Allgemeinen Versammlung, der wir das Oktoberheft vorzulegen wünschten.

Die fünf Hefte enthalten 13 Abhandlungen und 12 Tafeln neben 88 Figuren im Text.

Naturgemäß sind die einzelnen Aufsätze verschieden reich mit Figuren, Tafeln und Karten ausgestattet. Um zu vermeiden, daß die einzelnen Autoren ungleich behandelt werden, ist die Einrichtung getroffen, daß die Verfasser von Aufsätzen mit abnorm vielem Tafel- und Kartenmaterial zu den Unkosten beitragen.

Seit dem 1. Januar d. J. mußte die Auflage der Zeitschrift, welche bis dahin 850 Exemplare betrug, erhöht werden, und zwar zunächst um 50, dann um weitere 100 Exemplare, so daß sie jetzt 1000 beträgt, eine Höhe, die von keiner anderen wissenschaftlichen, geologischen Zeitschrift Deutschlands erreicht werden dürfte. Der früheren Gewohnheit gemäß werden von den Monatsberichten 100 mehr, also 1100, gedruckt, um denjenigen Herren entgegenzukommen, welche die getrennt verschickten Monatsberichte durch irgendeinen Zufall verlieren.

Das frühere Papier der Zeitschrift bedurfte dringend der Änderung, da es unmöglich war, gewöhnlichere Autotypien in den Text zu drucken. Wir haben deshalb stärkeres und

besseres Illustrationspapier eingeführt, welches bis auf wenige besonders komplizierte Ausnahmen Autotypien gut bringt. Die Verteuerung der Zeitschrift, welche die Änderung mit sich bringt, wird zum Teil durch die geringere Zahl der Tafeln ausgeglichen.

Da eine größere Anzahl der Mitglieder Wert darauf legt, das Verhältnis der Aufsätze über deutsche und ausländische Gegenstände kennen zu lernen, geben wir folgende Übersicht:

Im vorjährigen Bande 60 (1908) sind insgesamt 11 Aufsätze, 27 Briefliche Mitteilungen und 40 Vortragsprotokolle veröffentlicht.

Von den Aufsätzen sind

8	geologischen Inhalts	oder	72,7 Proz.
2	paläontologischen Inhalts	„	18,2 „
1	petrographischen Inhalts	„	9,1 „
			100,0 Proz.

Von den Brieflichen Mitteilungen und Protokollen sind

44	geologischen Inhalts	oder	65,7 Proz.
6	paläontologischen Inhalts	„	8,9 „
2	geologisch und paläontologischen Inhalts	„	3,0 „
11	petrographischen Inhalts	„	16,4 „
4	lagerstättenkundlichen Inhalts	„	6,0 „
			100,0 Proz.

Von den 78 Beiträgen im 60. Bande betreffen:

	Deutschland	Das übrige Europa	Afrika	Asien	Australien	Amerika	Summe
von den Aufsätzen . . .	6	4	—	—	—	1	11
„ „ Briefl. Mitteilungen	18	3	5	—	—	1	27
„ „ Protokollen . . .	24	9	7	—	—	—	40
insgesamt	48	16	12	—	—	2	78
oder in Prozenten . . .	61,5	20,5	15,4	—	—	2,6	100,0

In diesem Jahrgang (1909) ist eine auffallend umfangreiche Arbeit über ein fremdes Gebiet aufgenommen worden, d. i. die Übersicht, welche Herr BASEDOW über die Geologie Australiens gibt. Der Vorstand hat sich trotz der größeren Unkosten, die die Arbeit verursachte, zur Aufnahme entschlossen, weil die geologische Literatur Australiens außerordentlich zerstreut und schwer zugänglich ist, und die

BASEDOWsche Arbeit den Leser in den Stand setzt, sich darüber zu orientieren, welche Literatur über die betreffenden Gegenstände überhaupt vorhanden ist, und wo sie sich befindet.

Fast nach jedem Vortrage, den ausländische Autoritäten in Deutschland gehalten haben, macht sich die häufige Anwendung von Fremdwörtern in Manuskripten bemerkbar. Es handelt sich dabei meist um ganz gewöhnliche, namentlich englische Namen, für häufig recht triviale Begriffe, für die wir in unserer deutschen Sprache recht treffliche Bezeichnungen haben.

Die Schriftleitung richtet an die Fachgenossen die dringende Bitte, mit der Übernahme fremder Fachausdrücke recht sparsam zu sein und erlaubt sich darauf hinzuweisen, daß das Ansehen der Deutschen geologischen Gesellschaft durch die Anwendung überflüssiger Fremdwörter in den Augen der fremden Fachgenossen leidet.

Schließlich ist es notwendig, über den Umfang der Zeitschrift einige Angaben zu machen.

Von Zeit zu Zeit hat sich in den letzten Jahren die Klage wiederholt, daß einige Hefte der Zeitschrift weniger umfangreich als früher sind. Es muß ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß der Umfang der Hefte jetzt geringer erscheint, weil die Monatsberichte getrennt versandt werden; der Umfang eines Jahrganges läßt sich also erst nach dem Vorliegen sämtlicher Hefte und Monatsberichte am Ende des Jahres beurteilen. Als Maßstab möge dienen, daß jedes Heft mindestens 8 Bogen Text enthält, und daß die Monatsberichte in ihrer Gesamtheit in der Regel 25—30 Bogen umfassen, so daß ein Jahrgang der Zeitschrift meist 57—60 Bogen, einschließlich Registern, enthält.

An einem gewissen Normalumfang muß die Schriftleitung festhalten, weil von ihm die pekuniären Verhältnisse der Gesellschaft in erster Linie abhängen. In den Jahren 1908/1909 sind wir zum ersten Male seit längerer Zeit wieder zu einem bescheidenen Überschuß gelangt, ein Beweis, daß der Umfang der Zeitschrift in richtigem Verhältnis zu der Leistungsfähigkeit der Gesellschaft steht.

Herr GRÄSSNER berichtet darauf über die von ihm und Herrn THOST vorgenommene Rechnungsprüfung. Auf seinen Antrag wird dem Schatzmeister von der Versammlung Entlastung erteilt.

Es wird dann beraten über Zeit und Ort der nächsten im Jahre 1910 oder 1911 abzuhaltenden Allgemeinen Versammlung der Gesellschaft. Einladungen liegen vor von den

Herren JAEKEL für Greifswald und LEPSIUS für Darmstadt. An der Beratung beteiligen sich die Herren KÜHN, SCHENK, EBERDT, v. KOENEN und der Vorsitzende. Durch Abstimmung wird beschlossen, im nächsten Jahre, 1910, überhaupt keine Allgemeine Versammlung abzuhalten, wegen des gleichzeitig bevorstehenden Internationalen geolog. Kongresses in Stockholm.

Als Ort der Tagung im Jahre 1911 wird Darmstadt gewählt und Herr LEPSIUS zum Geschäftsführer ernannt.

Die Einladung und das Programm des Internationalen geologischen Kongresses zu Stockholm werden vorgelegt.

v. w. o.

BEYSCHLAG. ZIMMERMANN. BLANCKENHORN.

IV. Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 17. September 1909

im großen Hörsaal des Naturhistorischen Museums zu Hamburg.

Beginn: 10 Uhr.

Vorsitzender: Herr WICHMANN.

Da der zum Vorsitzenden gewählte Herr CREDNER zu Beginn der Sitzung nicht anwesend ist, so schlägt Herr v. KOENEN als Vorsitzenden Herrn GOTTSCHE vor, der die Wahl aber nicht annehmen konnte. Auf seinen Vorschlag wurde Herr WICHMANN einstimmig zum Vorsitzenden ernannt.

Der Vorsitzende erteilt darauf Herrn **R. BÄRTLING** das Wort zu seinem Vortrage über **die Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies.** (Mit 2 Textfiguren.)

In seiner Abhandlung „Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet“, die im 2. und 3. Heft der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft erschien, gibt Herr KRUSCH eine Übersicht über die Verbreitung von sandiger und mergeliger Facies des Untersenons, und zwar so, wie sie sich nach den Ergebnissen der Tiefbohraufschlüsse darstellt.

Im Anschluß hieran habe ich[1]) in der Zeitschrift Glückauf Nr. 33 und folgende des laufenden Jahrganges die Ausbildung des Untersenons im westlichen Teile des Beckens eingehend behandelt. Wir wissen danach, daß im Westen des Beckens Untersenon in sandiger Ausbildung vorliegt, während im östlichen Teile rein mergelige Facies zu beobachten ist. Über Einzelheiten im westlichen Teile verweise ich auf die Ausführungen von Herrn KRUSCH in dieser Zeitschrift[2]).

Bei zahlreichen Begehungen, die ich in neuerer Zeit in der Übergangszone ausführte, konnte ich feststellen, daß für diesen Teil die Ergebnisse der Tiefbohrungen durchaus nicht brauchbar sind. Sie versagen hier fast vollständig, da sie diese Schichten fast stets mit stoßendem Bohrverfahren durchsunken haben und dabei nur äußerst selten von einem Geologen kontrolliert werden konnten. Unter dem Druck der „Lex Gamp" fand sich hier kaum die Zeit, die unzuverlässigen Spülproben durchzusehen. Man war also fast durchweg auf unzureichende Angaben des Bohrmeisters angewiesen, und nur so ist es zu erklären, daß wir in den Bohrtabellen selbst in den Gebieten, wo ganz zweifellos sandiges Untersenon ansteht, stets die kurze Angabe finden „0—800 m graue Mergel" oder gar „0—800 m Emscher". Die letztere Angabe ist vor allem durchaus unrichtig, denn je genauer wir die Kreide des Beckens kennen lernen, desto mehr schrumpfen die gewaltigen Mächtigkeiten des Emschers, die wir in der älteren bergmännischen Literatur finden, auf Kosten des Untersenons zusammen. Die auffälligen Mächtigkeiten von 600—700 m, die nicht selten angegeben werden, beruhen auf einer Verwechslung. Es ist hierbei nicht berücksichtigt, daß auch die Recklinghäuser Sandmergel und andere Stufen des Untersenons in die Ausbildung der grauen Mergel allmählich übergehen.

Nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen müßte man annehmen, daß beispielsweise die Recklinghäuser Sandmergel nur etwa bis in die Gegend von Olfen nach Osten fortsetzen und schon in der Linie Olfen—Lünen durch rein mergelige Ausbildung ersetzt sind. Es ist dies nun durchaus nicht der Fall, und die Begehungen über Tage haben gelehrt, daß Untersenon in der Facies der Sande von Haltern und Recklinghäuser Sandmergel noch viel weiter im Osten vorkommen.

---

[1]) R. BÄRTLING: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet. Glückauf, Essen-Ruhr 1909, Bd **45**, Nr 33—36.

[2]) Krusch: a. a. O. S. 231.

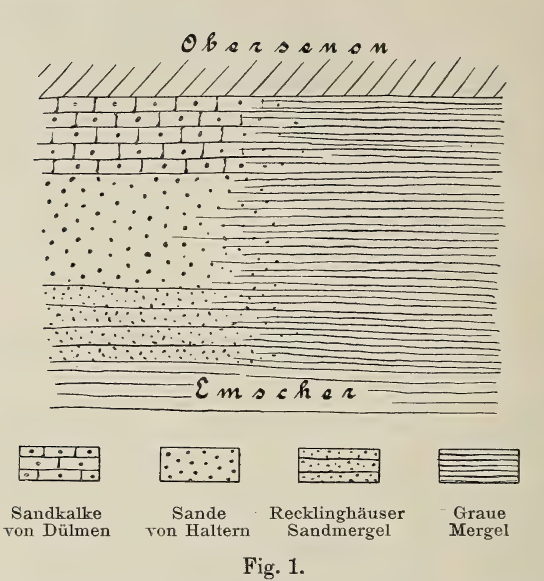


Fig. 1.
Bisherige Auffassung über das Zustandekommen des Facieswechsels im westfälischen Untersenon (schematisch).

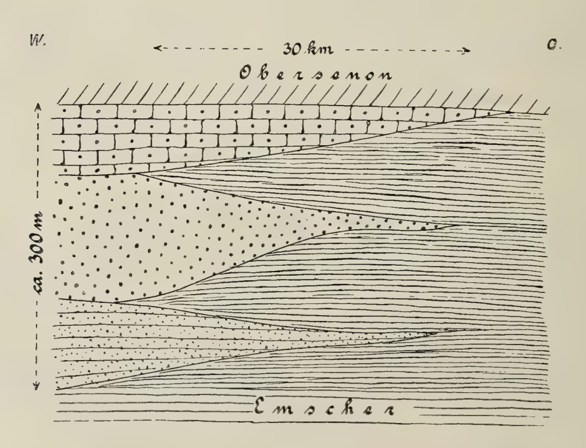


Fig. 2.
Schematische Darstellung des Facieswechsels im westfälischen Untersenon (Signaturen wie Fig. 1).

Bei meinen Begehungen lag es mir daran, festzustellen, in welcher Weise sich der Übergang aus der sandigen zur mergeligen Facies vollzieht. Man mußte nach den älteren Darstellungen annehmen, daß er in der Weise zustande kommt, daß von Westen nach Osten hin der Tongehalt allmählich innerhalb der Sande zunimmt, daß der Sandgehalt in derselben Schicht dadurch immer mehr zurücktritt und auf die Weise ein ziemlich plötzlicher Wechsel der beiden Ausbildungsformen zustande kommt. Der Übergang wäre also, wenn diese Darstellung richtig wäre, etwa so zu denken, wie ich das in der nebenstehenden Fig. 1 dargestellt habe. Die neueren Beobachtungen ergaben jedoch, daß diese Auffassung durchaus unrichtig ist. Es stellte sich heraus, daß beide Facies sich verzahnend ineinander hineingreifen, wie in Fig. 2 schematisch dargestellt.

In der Übergangszone liegen beide Ausbildungsformen nebeneinander vor, und zwar in der Weise, daß von Westen her lange Zungen von niveaubeständigen Sanden in den grauen Mergel eingreifen, deren Mächtigkeit aber nach Osten hin ganz konstant abnimmt. Umgekehrt schieben sich von Osten her mit großer Regelmäßigkeit lange Zungen von grauen Mergeln in die Sande ein und keilen ganz allmählich nach Westen hin aus. Die Übergangszone bekommt auf diese Weise eine außerordentlich große Breite. Sie läßt sich in dieser auskeilenden Wechsellagerung auf eine Länge von fast 30 km verfolgen.

Am besten ist die Übergangszone in dem Querprofil von Lünen über Kappenberg nach Südkirchen und von Bork über Selm, Lüdinghausen nach Seppenrade zu studieren.

Das unterste Glied des Senons ist hier nicht mehr sandig ausgebildet, sondern z. T. bereits durch graue Mergel ersetzt. An der Straße von Lünen nach Kappenberg liegt kurz vor dem Walde die Ziegelei ROBERT. Diese hat unter einer Decke von Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm graue Mergel aufgeschlossen, die sich petrographisch durch nichts von dem eigentlichen Emschermergel unterscheiden lassen. Das Auffällige ist jedoch, daß die Versteinerungsführung dieser Schichten gar nicht für Emscher spricht. Es finden sich zwar noch eine ganze Reihe von Formen, die auch dem eigentlichen Emscher eigentümlich sind, daneben kommt aber bereits der echte *Marsupites ornatus* MILLER vor.

Diese grauen Mergelschichten besitzen nun zwischen der genannten Ziegelei und Kappenberg eine erhebliche Mächtigkeit. Sie vertreten also bereits einen bedeutenden Teil der „Zone des *Marsupites ornatus*“. Vollständig verdrängen sie

jedoch die Recklinghäuser Sandmergel nicht, sondern nur den untersten Teil dieser Zone. Über diesen grauen Mergeln mit der Übergangsfauna folgt bei der Brauerei Kappenberg, ferner an dem ganzen Steilrand, der sich um den Schloßberg von Kappenberg herumzieht, eine Wechsellagerung von sandigen Mergeln und festen Kalkbänken in derselben petrographischen Ausbildung, wie wir sie weiter im Westen zwischen Recklinghausen und Borken i. W. in der gleichen Zone vorfinden. Es handelt sich hier nicht, wie sich leicht feststellen läßt, um eine lokale Einlagerung, sondern diese Sandmergel lassen sich sowohl nach Osten wie nach Westen auf erhebliche Erstreckung weiter verfolgen. Erleichtert wird diese Verfolgung dadurch, daß sie fast stets infolge ihrer größeren Härte einen Steilrand im Gelände bilden. Nach Osten hin kann man sie um den Schloßberg von Kappenberg herum bis fast in die Gegend von Werne an der Lippe verfolgen, wo sie unter Diluvialbildungen verschwinden. Nach Westen verlaufen sie in zahlreichen guten Aufschlüssen deutlich erkennbar über das Gehöft STRUCKMANN in Nord-Lünen bis zum Bahnhof Bork. Hier werden sie in einer großen Ziegeleigrube abgebaut.

Weiter nach Westen begleiten sie stets in Form eines Steilrandes die Lippe-Terrasse, um sich zwischen Datteln und Oer an das Normal-Verbreitungsgebiet der Recklinghäuser Sandmergel anzuschließen.

Versteinerungen finden sich an zahlreichen Punkten, namentlich bei der Brauerei Kappenberg und am Bahnhof Bork. Hier stellte ich wiederholt den *Inoceramus lobatus* MÜNST. fest. Einen besonders reichen Fundort an Versteinerungen hat Herr Bergreferendar BRANDES in dieser Zone bei dem genannten Gehöft STRUCKMANN entdeckt. Diese Fauna bedarf jedoch noch der Bearbeitung. Auch durch das Schachtabteufen der Zeche Hermann I/II bei Bork wurden diese Schichten nachgewiesen. Mir lagen von da einige gute Exemplare von *Inoc. lobatus* MÜNST. und *Inoc. balticus* J. BÖHM aus etwa 150 m Tiefe vor. Da diese Mergel aber im unverwitterten Zustande dieselbe graue Farbe besitzen wie die unterlagernden grauen Mergel des Emschers, so ist die Zone von den Bergleuten nicht weiter beobachtet, obwohl der auffallend hohe Sandgehalt mit Leichtigkeit erkennen läßt, daß es sich um die Zone der Recklinghäuser Sandmergel handelt.

In der Übergangszone folgen nun nicht, wie weiter im Westen, unmittelbar die Sande von Haltern, sondern es stellt sich über den Kappenberger Sandmergeln ein mächtiger Horizont von gleichmäßigen grauen Mergeln ein, die besonders gut

zu beobachten waren, als vor kurzem die Wasserleitung für Bork und Selm durch die Ortschaft Übbenhagen gelegt wurde. Die Mergel besitzen große Ähnlichkeit mit dem Emschermergel und sind von dem eigentlichen Emscher kaum zu unterscheiden. Den gleichen Mergelhorizont finden wir in den ersten Metern der Schächte Hermann I und II sowie in der Umgebung dieser Schachtanlage und in Selm und Ondrup über Tage anstehend. Es handelt sich also auch bei dieser Stufe um einen geschlossenen Horizont, der sich noch weiterhin verfolgen läßt.

Versteinerungen hat diese Mergellage bisher wenig geliefert. Es zeigte sich jedoch, daß sie ebenso wie die grauen Mergel des nächst tieferen und des nächst höheren Horizontes eine sehr reiche Foraminiferen-Fauna beherbergt.

Herr A. FRANKE in Dortmund hat die Foraminiferen aus diesen Schichten einer eingehenden Bearbeitung unterzogen und festgestellt, daß die Faunen der einzelnen Mergelhorizonte gewisse Abweichungen zeigen. Näheres hierüber wird Herr FRANKE demnächst in diesen Monatsberichten veröffentlichen.

Über diesen grauen Mergeln folgen nun auch hier im Osten noch reine weiße Quarzsande, die nach unten hin durch eine mächtige Kalksandsteinbank abgeschlossen sind. In der Ortschaft Netteberge besitzen diese Sande und die sie begleitenden Kalksandsteine und Quarzite eine Mächtigkeit bis zu 9 m. Sie lassen sich nach Osten hin verfolgen bis in die Ortschaft Ehringhausen. Ihre Mächtigkeit ist hier jedoch infolge der jüngeren Abtragung stark reduziert.

Zwischen Ehringhausen, Südkirchen und Kapelle sind die losen Sande auf große Erstreckung vollständig fortgeführt und nur die harten Kalksandsteine zurückgeblieben, die früher in Steinbrüchen vielfach gewonnen wurden. Sie führen stellenweise reichlich Versteinerungen und lieferten namentlich häufig den *Pecten muricatus* GOLDF. Diese losen Sande lassen sich ebenfalls als niveaubeständiger Horizont verfolgen. Wie groß ihr Verbreitungsgebiet ist, ließ sich jedoch noch nicht feststellen, da sie nach Norden und Osten hin unter Grundmoräne und diluvialen Sand untertauchen.

Die Kalksandsteineinlagerungen finden sich bei Netteberge nicht nur an der Basis, sondern auch besonders häufig in der Nähe der oberen Begrenzung. Vereinzelt kommen auch große unregelmäßig geformte Knollen im Innern der Sande selbst vor. Da die Sande außerordentlich reich an Wasser sind, so treten überall da, wo sie im Erosionsprofil angeschnitten sind, starke Quellen auf. Dieser Quellenhorizont erleichtert ihre Verfolgung

und Abgrenzung im Kartenbilde sehr. Lokal werden die Sande auch durch Eiseninfiltrationen, die wir als den Verwitterungsrückstand aufgelöster Schwefelkiesknollen ansehen müssen, gelb gefärbt. Die Färbung tritt in diesen Fällen entweder als große Ringe von Eisenkonzentrationslinien auf, oder sie ist eine vollkommen gleichmäßige, die die ganze Mächtigkeit ergriffen hat; sie bildet dann ein gutes Hilfsmittel zur Unterscheidung von diluvialen Sanden.

Während wir im Westen des Beckens bei Dorsten und Rhade Mächtigkeiten bis über 130 m in den Sanden von Haltern beobachten können, sind hier die reinen Sande dieser Zone bis auf 9 m zusammengeschrumpft. Diese Tatsache legt den Gedanken nahe, daß die „Sande von Netteberge" nur einen kleinen Teil der Sande von Haltern vertreten können. Wir müssen also auch einen Teil der unterlagernden grauen Mergel über den Kappenberger Sandmergeln als Vertreter der Sande von Haltern ansehen.

Nach oben hin werden die Sande von Netteberge abgeschlossen durch einen gleichmäßigen grauen Mergel, dessen untere Bänke sich jedoch durch eine charakteristische Eigenschaft von den Mergeln des Emschers und des tieferen Untersenons unterscheiden. Er führt nämlich reichlich jene grauweißen harten Kalksandsteinknollen, bisweilen flözartig aneinander gereiht, an anderen Stellen wieder als große Seltenheit, wie wir sie aus den Sanden von Haltern bzw. Netteberge kennen. Als Verwitterungs-Residua bleiben sie häufig auf den Feldern zurück und finden sich an den Grenzen und Wallhecken zu zyklopischen Mauern aufgeschichtet, so daß ihr Verbreitungsgebiet an die Oberflächengestaltung in den Geschiebestreifen der südbaltischen Endmoräne erinnern kann.

In den höheren Stufen dieser Mergelzone treten die Kalksandsteine aber sehr bald immer mehr zurück, und es folgt dann wieder der gleiche, eintönige graue Mergel, den wir aus dem Osten des Beckens bereits kennen. Diese Mergelzone finden wir besonders gut aufgeschlossen in den Lüdinghäuser Tonwerken nahe am Bahnhof Lüdinghausen. Die Zone führt spärlich Versteinerungen. Es liegt mir jedoch bereits einiges Material vor, das noch der eingehenden Bearbeitung bedarf.

Actinocamax granulatus fand sich hier in mehreren Exemplaren. Die sonstige Fauna scheint bereits darauf hinzudeuten, daß diese Stufe der nächst höheren Zone, den Sandkalken von Dülmen, näher steht als den Sanden von Haltern. Dies muß jedoch noch durch eine eingehende Bearbeitung des

paläontologischen Materials festgestellt werden. Die Überlagerung dieser grauen Mergel durch die Sandkalkbänke von Seppenrade ist zwischen Lüdinghausen und Seppenrade leicht festzustellen.

Die stratigraphische Gliederung dieser Schichten ergibt die nachstehende Tabelle.

Ich habe darin einige neue Lokalnamen übernehmen müssen. Im allgemeinen halte ich die Einführung neuer Lokalnamen als Horizontbezeichnungen in die Literatur nicht für praktisch. Sie läßt sich jedoch im vorliegenden Fall nicht vermeiden, da uns leitende Versteinerungen und andere charakteristische Merkmale vollkommen fehlen.

Gliederung des Untersenons im Becken von Münster.

<table>
<tr><th></th><th>Paläontolog. Gliederung nach C. Schlüter</th><th>Ausbildung im Westen des Beckens</th><th>Ausbildung zwischen Lünen und Lüdinghausen</th><th>Ausbildung östlich von Hamm</th></tr>
<tr><td rowspan="7">Unter-Senon</td><td rowspan="2">Zone des Scaphites binodosus</td><td rowspan="2">Sandkalke von Dülmen</td><td>Sandkalke von Dülmen</td><td rowspan="7">Graue Mergel</td></tr>
<tr><td>Graue Mergel III. Zone</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Zone des Pecten muricatus</td><td rowspan="3">Sande von Haltern</td><td>Graue Mergel mit Kalksandsteinknollen</td></tr>
<tr><td>Sande von Netteberge</td></tr>
<tr><td>Graue Mergel II. Zone</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Zone des Marsupites Ornatus</td><td rowspan="2">Sandmergel von Recklinghausen</td><td>Sandmergel von Kappenberg</td></tr>
<tr><td>Graue Marsupitenmergel, I. Zone</td></tr>
<tr><td>Emscher</td><td>Zone des Inoc. digitatus und des Amm. Margae</td><td colspan="3">Grauer Mergel</td></tr>
</table>

Wir können also auch nach unserer neueren Beobachtung bestätigen, daß die von Schlüter angegebene Zonengliederung für den Westen unseres Beckens durchaus zutreffend ist.

In seiner Dissertation über die Granulatenkreide vertrat WEGENER[1]) die Auffassung, daß die Sande von Haltern kein selbständiger Horizont seien, sondern als eine andere Ausbildung eines Teiles der Recklinghäuser Sandmergel und der Dülmener Sandkalke anzusehen seien. Meines Wissens hat diese Auffassung noch keinen Widerspruch, wenigstens von Seiten der westfälischen Geologen, gefunden. Ich möchte daher auch an dieser Stelle darauf hinweisen, daß ich diese Auffassung, die bereits Eingang in die Lehrbücher[2]) gefunden hat, durchaus nicht teilen kann.

Sowohl nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen wie nach den zahlreichen Aufschlüssen über Tage halte ich es nicht für angängig, die Zone des *Pecten muricatus* GOLDF. fallen zu lassen. Die Versteinerungsführung spricht meiner Ansicht nach nicht dafür, daß beide Zonen miteinander zu vereinigen sind, und wenn dies doch der Fall sein sollte, so können die paläontologischen Momente allein nicht maßgebend sein. In dem typischen Profil von Dülmen über Sythen, die Borken Berge, Hardt nach Recklinghausen ist zweifellos festzustellen, daß die Dülmener Sandkalke die quarzigen Glassande der Zone von Haltern überlagern. Es ist also unmöglich, hier den Schluß zu ziehen, daß beide sich vertreten können. Das gleiche gilt in diesem Profil auch von der Überlagerung der Recklinghäuser Sandmergel durch die Sande von Haltern am Südabfall der Hardt. Die gleichen Überlagerungen lassen sich im Westen des Beckens noch an einer ganzen Reihe von Profilen feststellen, beispielsweise zwischen Coesfeld und Borken.

Es sprechen also stratigraphische Gründe durchaus gegen die Auffassung WEGENERS. Dazu kommen praktisch geologische Gründe, die eine Einziehung der Zone der Sande von Haltern nicht zulassen. Es sei nur daran erinnert, welche große praktische Bedeutung diese Zone für die westfälische Glasindustrie besitzt, welche Beachtung sie beim Schachtabteufen finden muß, und welche Wichtigkeit ihr bei Wasserversorgungsarbeiten zukommt. Die Unterscheidung ihrer Äquivalente in der Übergangszone zu der mergeligen Facies und in der mergeligen Ausbildung stößt jedoch auf nicht geringe Schwierigkeiten. Immerhin ist dies kein Grund, die Zone als solche fallen zu lassen. Man kann sich also nur darauf beschränken, die Bezeichnung dieser Stufe als „Zone des *Pecten muricatus*“

[1]) TH. WEGENER: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschr. **57**, 1905, S. 142.

[2]) EM. KAYSER: Formationskunde. III. Aufl., Stuttgart 1908. S. 496.

fallen zu lassen. Die gleiche Auffassung vertritt auch Herr KRUSCH in seiner angeführten Abhandlung in dieser Zeitschrift dadurch, daß er die Zone nach wie vor ausscheidet.

Den von STOLLEY vorgeschlagenen Sammelnamen „Granulatenkreide", analog dem wenig glücklichen Namen „Quadratenkreide" und „Mucronatenkreide", halte ich für unser westfälisches Kreidegebiet für wenig geeignet.

In den gleichen Aufschlüssen des Rhein—Herne-Kanals zwischen Carnap und Gelsenkirchen-Bismarck sowie an mehreren anderen Punkten habe ich wiederholt feststellen können, z. T. in Begleitung von Herrn JOHANNES BÖHM, daß der *Actinocamax granulatus* noch zusammen mit dem typischen *Actinocamax westfalicus* im einwandsfreien Emscher vorkommt. Diese Aufschlüsse in der Emscher-Niederung selbst liegen in einer Zone, die für diese Formation so charakteristisch ist, daß sie ihr den Namen verlieh.

Der *Actinocamax granulatus* ist also so wenig niveaubeständig, daß er schon im Emscher beginnt und erst in den Sandkalken von Dülmen ausstirbt. Ich halte daher wegen der großen vertikalen Verbreitung Horizontbestimmungen, die sich auf dieses Tier gründen, nicht für geeignet, und vor allem halte ich eine Zonenbenennung nach diesen Belemniten wenigstens für unser westfälisches Gebiet nicht für zulässig.

Herr E. HARBORT gab dann einen **Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover.**

In den letzten 8—9 Jahren hat sich die Erkenntnis, daß die Entstehung unserer mitteldeutschen Gebirge nicht allein in die jungtertiäre, miocäne Zeit fällt, wie man lange Zeit annahm, sondern bereits im Mesozoicum begann, allmählich immer mehr Bahn gebrochen. Es waren vor allen Dingen die zahlreichen, höchst bedeutsamen Arbeiten STILLES[1]) und eine Arbeit von BRANDES[2]), in denen darauf hingewiesen wurde, daß schon während mehrerer Perioden des Mesozoicums Gebirgsbildungen in Norddeutschland vor sich gegangen waren. Neuerdings häuften sich dann die Mitteilungen über vortertiäre

---

[1]) STILLE: Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. 1909, S. 269—286. (Hier sind auch die älteren Arbeiten STILLES über den gleichen Gegenstand zitiert.)

[2]) BRANDES: Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon des nördlichen Harzrandes. Diese Zeitschr. 1902, S. 19—52.

Schichtenstörungen derart, daß es heute nicht wohl mehr angeht, das mesozoische Zeitalter als eine Zeit der Ruhe zu bezeichnen, wie man früher allgemein es zu tun geneigt war. Ich erwähne nur kurz die Beobachtungen, welche in dieser Beziehung durch die Herren GRUPE, WEGENER, MESTWERDT, v. LINSTOW, HAARMANN, v. KOENEN, SCHRÖDER, MENZEL, SCHOLTZ, BÄRTLING u. a. gemacht worden sind[1]).

Besonders erwähnt sei noch der auf der diesjährigen Hauptversammlung gehaltene Vortrag von E. PHILIPPI: „Die präoligocäne Abtragungsfläche in Thüringen, ihr Verhältnis zu den Dislokationen und dem Flußnetz[2]).“

Durch alle diese Arbeiten wurden, kurz zusammengefaßt, hauptsächlich drei präoligocäne und postcarbonische Störungsperioden nachgewiesen; nämlich eine gegen Ende der Jurazeit, eine zweite zur Emscher- bezw. Senonzeit und eine dritte während der Eocänzeit. Bei der Wichtigkeit, welche die Frage nach der Kenntnis voroligocäner Gebirgsstörungen für das Studium des Gebirgsbaues in Norddeutschland besitzt, möchte ich gleichwohl einige weitere Beobachtungen über voroligocäne Schichtenverschiebungen mitteilen, z. T. auch aus dem Grunde, weil sie ein gewisses historisches Interesse beanspruchen.

BRANDES[3]) hatte bereits daran erinnert, daß schon EWALD[4]) im Jahre 1863 die Aufrichtung der mesozoischen Schichten am Nordrande des Harzes in die Senonzeit verlegte, und daß EWALD diese seine Hypothese mit guten Gründen gestützt hatte. H. SCHRÖDER hat nun in einer demnächst erscheinenden Arbeit über die subhercyne Kreidemulde darauf hingewiesen, daß noch früher, im Jahre 1851, durch v. STROMBECK[5]) mesozoische Schichtenverschiebungen bekannt geworden sind. Es handelt sich bei den v. STROMBECKschen Mitteilungen zufällig um Verhältnisse, die in der von mir in diesem Sommer durch die geologische Spezialkartierung aufgenommenen Gegend des Helmstedter Braunkohlenbeckens beobachtet waren.

Der am 30. September 1851 in unserer Gesellschaft gehaltene Vortrag v. STROMBECKs scheint später vollkommen

---

[1]) Die näheren Literaturangaben sind in der oben zitierten Arbeit H. STILLEs nachzulesen.

[2]) Diese Zeitschr. **61**, 1909, S. *347*.

[3]) BRANDES: a. a. O. S. 20.

[4]) EWALD: Die Lagerung der oberen Kreidebildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. d. Akad. d. Wissensch., Berlin 1863, S. 676 ff.

[5]) v. STROMBECK: Über die Erhebungszeit der Hügelketten zwischen dem nördlichen Harzrande und der norddeutschen Ebene. Diese Zeitschr., Bd III, 1851, S. 361—362.

vergessen worden zu sein und ist auch in der Literatur von den neueren Autoren nicht wieder erwähnt worden. Auch mir war das Referat über diesen Vortrag zunächst entgangen, und ich wurde erst durch Herrn TH. SCHMIERER darauf aufmerksam gemacht.

In dem erwähnten Sitzungsbericht heißt es nun wörtlich: „In der Einsenkung (zwischen Asse und Haaseberg) hat sich Braunkohle abgelagert, welche daselbst bunten Sandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias, Hilskonglomerat und Hilston überdeckt. Hier ist es evident, daß sich die Braunkohle nach der Hebung jenes Höhenzuges ablagerte. Ebenso sieht man in der Gegend zwischen Helmstedt und Sommersdorf und zwischen Hütersleben und Hadersleben[1]) Braunkohlengebilde in übergreifender Lagerung über älteren Flözschichten. Die Hebung jener Höhenzüge fand daher aller Wahrscheinlichkeit nach vor Ablagerung der Braunkohle statt."

Diese Beobachtungen v. STROMBECKs konnte ich bez. des Helmstedter Braunkohlenbeckens durchaus bestätigen. Insbesondere ließ sich bei der geologischen Spezialkartierung des Blattes Süpplingen nachweisen, daß sich auch auf dem Nord-ost-Flügel des Helmstedter Braunkohlenbeckens das braunkohlenführende Tertiär an den Rändern der Mulde von Norden nach Süden nacheinander auf mittleren Keuper, Rhätsandstein und verschiedene Stufen des Lias auflegt, und zwar in einer Entfernung von nur wenigen Kilometern.

Schon aus der EWALDschen Übersichtskarte, Blatt Braunschweig, läßt sich entnehmen, daß auch auf dem südlichen Teil des Helmstedter Braunkohlenbeckens das Tertiär an dessen Rändern in übergreifender Lagerung auf den verschiedensten Stufen der Trias und des Juras aufliegt, die überdies gelegentlich durch Verwerfungen gegeneinander abstoßen, welche unter das Braunkohlengebirge sich fortzusetzen scheinen. Aus dieser diskordanten Lagerung des Tertiärs schließe ich mit v. STROMBECK, daß bereits vor Ablagerung der Braunkohlenformation eine Aufbiegung der Muldenränder und Abtragung der mesozoischen Schichten erfolgt sein muß. Es ist also, mit anderen Worten, die erste Heraushebung des Elm- und Lappwaldes in die Zeit vor Ablagerung der Braunkohlenformation zu verlegen. Wenn die v. STROMBECKschen Schlußfolgerungen so lange Zeit unbeachtet geblieben sind, so ist das wohl damit zu erklären, daß man, beeinflußt durch die zahlreichen durch v. KOENEN und dessen Schüler in Nordwest-Deutschland nachgewiesenen

---

[1]) Wohl Hötensleben und Hamersleben?

jungtertiären, vorwiegend miocänen Dislokationen, allmählich zu der Ansicht gekommen war, daß unsere nordwestdeutschen Gebirge sämtlich zu so relativ junger Zeit entstanden seien.

Es bleibt nunmehr die Frage zu beantworten, ob sich die vor Ablagerung der Braunkohlen stattgefundenen Schichtenstörungen in den mesozoischen Schichten ihrem Alter nach genauer bestimmen lassen. Nach den Feststellungen von F. A. Römer, Beyrich, v. Strombeck und A. v. Koenen[1]) wird die Braunkohlenformation des Helmstedter Beckens von marinem Unteroligocän überlagert. Sie ist daher älter als dieses. Man hatte sich seit diesen Feststellungen daran gewöhnt, die sog. subhercynen Braunkohlenvorkommnisse, zu denen auch das Helmstedter gehört, dem Unteroligocän zuzurechnen.

Nun hat neuerdings O. v. Linstow[2]) die Ansicht ausgesprochen, daß man die Braunkohlenablagerungen der großen Mulden von Egeln, Aschersleben und Helmstedt besser dem Eocän zuweisen würde, als dem terrestrischen Unteroligocän. Er begründete seine Auffassung etwa mit folgenden Ausführungen:

Zunächst seien niemals Wechsellagerungen von Braunkohlenablagerungen mit marinem Unteroligocän beobachtet. Die Fauna und vor allen Dingen die wenig bekannte Flora beweise nichts gegen die Annahme eocänen Alters. Endlich beginnt mit der Unteroligocänzeit eine marine Transgression, und es liege daher nahe, den Formationsschnitt unterhalb der transgredierenden Schicht, also an den Schluß einer Festlandsperiode, zu legen.

Mir scheint die Zurechnung der Braunkohlenformation zur Eocänzeit außerordentlich sympathisch, und es dürften vielleicht noch folgende von mir gemachte Beobachtungen diese Annahme bestärken: An der Basis der Braunkohlenablagerungen sind z. Z. in den Gruben der Helmstedter Tonwerke blutrote, außerordentlich fette, 1,5—2,0 m mächtige Tone aufgeschlossen, welche von glimmerreicheren Schmitzen durchsetzt werden. Sie werden bergmännisch durch Stollenbau gewonnen, da sie ein sehr geschätztes Färbmaterial für die Keramik liefern und insbesondere zum Rotfärben von Verblend-Ziegelsteinen gern verwandt werden. Diese Tone legen sich mit schwacher Diskordanz auf die Angulatenschichten auf. Sie werden überlagert

---

[1]) v. Koenen: Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. (Abh. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., Berlin 1899. Vorwort.) Daselbst auch die betr. Arbeiten von Roemer und Beyrich zitiert.

[2]) O. v. Linstow: Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. Koenen-Festschrift 1907, S. 21—64.

von etwa 8—9 m weißen Braunkohlensanden. Über diesen folgen 3—4 m rote, lateritartige Gesteine, mürbe Sandsteine mit tuffähnlichen Zwischenlagen. Eine genauere mikroskopische Untersuchung steht z. Z. noch aus, ich beabsichtige eine ausführliche petrographische Beschreibung dieser interessanten Gesteine an anderer Stelle zu bringen. Das Hangende dieser Schichten bilden bis 5 m mächtige, gelbliche Braunkohlensande.

Nun sind derartige intensiv rot gefärbte Gesteine im Tertiär meines Wissens bislang nur aus eocänen Ablagerungen bekannt geworden, insbesondere aus eocänen Ablagerungen Jütlands durch GAGEL u. a. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. KRUSCH finden sich derartige rote Gesteine aber auch an der deutsch-holländischen Grenze in den ältesten dort bekannten Tertiärschichten.

Wenn ich mit diesen Ausführungen ein neues Argument für eocänes Alter der Helmstedter Braunkohlenformation zu bringen glaube, so verhehle ich mir keineswegs, daß ein strikter paläontologischer Beweis bis heute weder für unteroligocänes noch für eocänes Alter zu erbringen ist.

Nach obigen Ausführungen ist demnach die erste Anlage des Helmstedter Beckens sicher in vorunteroligocäne, wahrscheinlich in voreocäne Zeit zu verlegen. Es fragt sich nunmehr, ob das Alter dieser Schichtenaufbiegungen und Dislokationen noch präziser festzulegen ist. An der Auffaltung der mesozoischen Schichten des Helmstedter Beckens haben mit Sicherheit noch teilgenommen die verschiedenen Stufen des Keupers und der untere und mittlere Lias. Indes findet sich westlich von Königslutter in einem Ausläufer des Helmstedter Beckens eine eingesunkene Scholle von senoner Kreide, die anscheinend diskordant von Braunkohlentertiär überlagert wird[1]). Leider fehlen z. Z. Aufschlüsse vollkommen in dieser Kreidescholle, deren Fauna s. Z. von GRIEPENKERL beschrieben wurde. Ich hoffe im nächsten Sommer durch einige Schurfgräben die Lagerungsverhältnisse sicherer festellen zu können. Sollte sich alsdann die oben ausgesprochene Vermutung bestätigen, so dürfte das Alter der ersten Auffaltung des Helmstedter Beckens ziemlich eindeutig bestimmt sein als zwischen die Zeitalter des Ober-Senons und des Eocäns fallend. Nun sind neuerdings ja Gebirgsstörungen eocänen Alters verschiedentlich

---

[1]) Vergl. GRIEPENKERL: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläont. Abh. v. DAMES und KAYSER, Bd IV, S. 311.

nachgewiesen, insbesondere hat HAARMANN[1]) eine eocäne Heraushebung des Piesbergsattels wahrscheinlich gemacht. Es liegt daher nahe zu vermuten, daß hier wie dort die Störungen derselben Gebirgsbildungsphase zuzuschreiben sind.

Wenn somit aus der diskordanten Auflagerung des Braunkohlentertiärs auf den mesozoischen Sedimenten zu schließen war, daß die Anlage des Helmstedter Beckens vor Ablagerung der Braunkohlen geschaffen wurde, so möchte ich damit keineswegs behaupten, daß schon zu dieser Zeit der Elm und Lappwald bis zu ihrer heutigen Höhe herausgehoben waren, und gleichfalls nicht in Abrede stellen, daß die ursprüngliche Verbreitung der Braunkohlenformation eine größere gewesen sein mag. Es läßt sich vielmehr mit Sicherheit nachweisen, daß eine zweite Emporwölbung und Heraushebung der das Braunkohlenbecken begleitenden Gebirgszüge in postoligocäner Zeit erfolgte.

In postoligocäner Zeit sind auch erst der auf derselben Hebungslinie liegende Dorm und Barneberger Höhenzug durch die Tertiärablagerungen bis zu ihrer heutigen Höhe hindurchgepreßt worden. Die geologische Spezialkartierung hat ergeben, daß der Dorm von allen Seiten durch jungtertiäre Verwerfungen begrenzt wird und daß Schollen von Tertiärgebirge in den stark gefalteten, z. T. überschobenen und zerstückelten Triasgesteinen eingesunken liegen. Die Randspalten sind stellenweise gut aufgeschlossen. So kann man z. B. in der Nähe von Beienrode beobachten, daß die jüngsten Tertiärablagerungen an der Randverwerfung steil emporgerichtet und geschleppt worden sind.

Ähnliche Verhältnisse trifft man am Barneberger Höhenzuge; auch dieser wird von tertiären Verwerfungen umgeben und von Spalten durchsetzt, auf denen Schollen von Tertiär eingesunken sind. In der Grube Treue bei Offleben ist z. Z. folgendes Profil aufgeschlossen:

	3—4 m	diluvialer Sand
ca.	30 -	unteroligocäner Grünsand
-	18—20 -	Braunkohle (Treuer Flöz)
	0,60 -	hellgrauer Ton
	2,00 -	Braunkohle
	3,00 -	weißer Braunkohlensand.

Diese Schichten werden in der östlichen Ecke des gewaltigen Tagebaues von einer steil einfallenden NNW—SSO steichenden Verwerfung derart abgeschnitten, daß an dieser Stelle die Braunkohlenflöze steil aufgerichtet und vielfach gestaucht und stark verruschelt sind. Etwa 100 m östlich von

[1]) HAARMANN: Über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück. Diese Zeitschr. **61**, S. *170—174*.

diesem Aufschluß wurden in einem Brunnenschacht nach freundlicher Mitteilung des Obersteigers rote Buntsandsteinletten angetroffen.

Es erhebt sich nunmehr die Frage, in welche Zeit diese tertiären Störungen zu verlegen sind. Sicher sind sie jünger als unteroligocän, da die marinen unteroligocänen Grünsande mit verworfen sind. Mitteloligocäner Septarienton ist mir bislang aus dem Helmstedter Becken nicht bekannt geworden, ebenso nicht marines Oberoligocän. Auf den unteroligocänen Grünsanden liegen im nördlichen Teile des Helmstedter Beckens mächtige Quarzsande, grobe Sande und feinere Schotter von vorwiegend hercynischem Material, Kieselschiefern, Grauwacken usw. Diese können oft durch ein meist kieseliges Bindemittel zu festen Sandsteinen, stellenweise auch zu mächtigen Quarzitlagen verkittet worden sein und zeigen in sämtlichen zahlreichen Aufschlüssen eine deutliche diskordante Schichtung. Der fluviatile Charakter dieser Gesteine, sowie ihre petrographische Zusammensetzung legen die Vermutung nahe, daß wir es mit miocänen terrestrischen Ablagerungen zu tun haben, zumal da mitteloligocäne und oberoligocäne Ablagerungen in dieser Ausbildung nicht normal wären, und überdies z. B. typischer Septarienton gar nicht weit von hier in Anhalt und im Saalegebiet ausgebildet ist[1]). Da diese Schichten von den Verwerfungen mit betroffen sind, so dürfte die zweite Dislokationsperiode des Helmstedter Beckens, die Heraushebung des Dorm und Barneberger Höhenzuges durch die Tertiärbedeckung hindurch bis zu ihrer heutigen Höhe in postmiocäne Zeit zu verlegen sein, in welcher Störungen in Nordwestdeutschland ja weit verbreitet nachgewiesen sind. Auf der v. STROMBECKschen bzw. EWALDschen Übersichtskarte sind diese jungtertiären Verwerfungen nicht verzeichnet, vielmehr wird z. B. der Barneberger Höhenzug als Offleben-Barneberger „Flözgebirgs-Insel" benannt. Diese Ansicht von dem inselartigen Hervortauchen von Dorm und Barneberger Höhenzug aus den tertiären Ablagerungen, die sich mantelförmig ringsherum abgesetzt haben sollen, ist in den Kreisen der Kohlenbergleute noch heute weit verbreitet und wird z. B. in der Arbeit von DORSTEWITZ[2]) kürzlich wieder verteidigt. Es liegt auf der Hand, daß die Anschauung von dem horstartigen Charakter der Triasrücken für den Kohlenbergmann von praktischem Interesse sein wird.

---

[1]) v. LINSTOW: a. a. O. S. 32.

[2]) DORSTEWITZ: Geologie der Helmstedter Braunkohlenmulde. Braunkohle, Bd I, S. 198, 210, 225, 227.

In den beigefügten beiden Skizzen, die ein schematisches Querprofil durch das Helmstedter Becken zu vormiocäner und postmiocäner Zeit darstellen, habe ich versucht, die bisherigen Ausführungen kurz zusammenzufassen.

Skizze Nr. 1 soll die erste voroligocäne bzw. voreocäne Aufwölbung von Elm, Dorm und Lappwald und die im Gefolge damit stattgefundenen Dislokationen veranschaulichen. Das damals entstandene Becken[1]) wurde später von Sanden, Tonen und zwiebelschalenartig übereinander gelagerten, zahlreichen Braunkohlenflözen, sowie von jüngeren tertiären Ablagerungen, den marinen unteroligocänen Grünsanden usw. aufgefüllt.

In postmiocäner Zeit (Skizze 2) erfolgte eine weitere Aufwölbung der Ränder des Beckens, sowie die Emporpressung des Dorm und Barneberger Höhenzuges durch das Tertiär.

Ich möchte noch wenige Worte über das Alter der Entstehung einiger Zechsteinhorste hinzufügen, von denen in neuerer Zeit bekanntlich eine ganze Reihe unter dem Diluvium in Nordwestdeutschland erbohrt worden sind.

Östlich der Oker wurde durch die Tiefbohrungen der Gewerkschaft Hannover ein etwa $1^1/_2$ km breiter, nordsüdlich verlaufender Zechsteinhorst nachgewiesen, dessen Längenerstreckung noch nicht bekannt, doch zurzeit schon auf ca. 2,5 km nachgewiesen worden ist. Westlich und östlich von diesem Salzhorst ist Untere Kreide (Gault bis Wealden) in nahezu horizontaler Lagerung und in einer außerordentlichen Mächtigkeit (bis zu etwa 1000 m) über viele Quadratkilometer im Untergrunde des Diluviums verbreitet nachgewiesen. Nur an der westlichen und östlichen Randspalte dieses Horstes sind die Schichten der Unteren Kreide gestört und steil aufgerichtet, derart, daß z. B. an einer Stelle der normal erst in einer Tiefe von etwa 900 m anstehende Valanginiensandstein auf das Zechsteingebirge geschoben ist und schon in einer Tiefe von 100 bis 150 m in einer der Bohrungen angetroffen wurde. Nun ist ferner durch zahlreiche Tiefbohrungen in dieser Gegend festgestellt, daß sowohl die horizontal gelagerten, als auch die steil aufgerichteten Schichten der Unteren Kreide und auch das Zechsteingebirge selbst oft noch von einer dünnen Decke senoner Kreide bedeckt wird, an deren Basis gelegentlich eine Schicht von Eisenerzen beobachtet wurde, die dem Vorkommen von Gr.-Ilsede-Peine petrographisch durchaus ähnlich sind. Die Emporpressung des Zech-

[1]) Es ist in der Skizze nicht zum Ausdruck gekommen, daß in diesem Becken der heutige Dorm bereits als Terrainwelle vorgebildet worden sein mag.

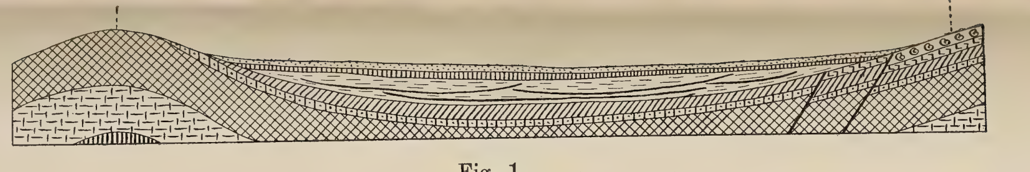


Fig. 1.
Schematisches Querprofil durch das Helmstedter Braunkohlenbecken zur Tertiär- bezw. Miocänzeit.

Fig. 2.
Schematisches Querprofil durch das Helmstedter Braunkohlenbecken zu postmiocäner bezw. quartärer Zeit.

Miocäne? Quarzsande, Schotter und Quarzite.

Unteroligocäne Grünsande.

Unteroligocäne bezw. eocäne Braunkohlenformation.

Lias-Tone bezw. Sandsteine.

Rhätsandsteine.

Gipskeuper.

Kohlenkeuper.

Muschelkalk.

Buntsandstein.

Zechsteinformation.

steinhorstes durch die Untere Kreide muß also vor Ablagerung des Senons und nach der Gaultzeit geschehen sein. Die betreffenden Bohrprofile sollen an anderer Stelle veröffentlicht werden.

Transgressionserscheinungen des Senons über ältere mesozoische Schichten sind im nördlichen Harzvorland ja durch H. SCHRÖDER und andere vielfach bekannt geworden. Ebenso ist die transgredierende Lagerung der oberen Kreide von Gr.-Ilsede-Peine seit langem bekannt, und ähnliche Beobachtungen waren weiter nach Nordwesten bei Isernhagen, an den Stemmer Bergen[1]) usw. gemacht worden. In der Lüneburger Heide wurden in den letzten Jahren mehrere Tiefbohrungen nach Durchsenkung von Diluvium und einer mehr oder weniger mächtigen Decke senoner Gesteine salzfündig. Man war zunächst geneigt, diese Lagerungsverhältnisse auf flache Überschiebungen zurückzuführen. Indes vergrößerte sich die Zahl ähnlicher Bohrprofile immer mehr, die aus der Gegend von Verden, Bremen[2]) und von anderen Orten bekannt wurden. Beim Abteufen des Schachtes der Gewerkschaft „Aller-Nordstern“ bei Gr.-Häuslingen konnte die transgredierende Lagerung des Senons über Zechsteingebirge einwandfrei nachgewiesen werden. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Direktors, Bergassessors F. BECKER, wurden hier folgende Schichten durchteuft:

0— 18 m Diluvium
— 59 - tertiäre Tone
— 80 - senone Kreideschichten
—110 - Anhydrit
darunter das Salzgebirge.

Die senonen glaukonitischen Mergel waren fossilreich. Ihre Fauna wird Herr Prof. J. BÖHM bearbeiten. An der Basis der etwa mit 20° einfallenden senonen Mergel fand sich eine 1—2 dm mächtige Schicht phosphoritischer Eisenerze, die petrographisch dem sogenannten „Trümmererz“ von Gr.-Ilsede-Peine durchaus ähnlich sind. Auch hier ist demnach die Emporhebung des Zechsteinhorstes zu vorsenoner Zeit erfolgt. Da andererseits bekanntlich die älteren Stufen der oberen Kreide, Turon und Cenoman, konkordant überlagert von senonen Schichten, in der Lüneburger Heide an zahlreichen, z. T. nicht weit entfernten Punkten bekannt sind, so ist wohl anzunehmen, daß die Dislokationen ihrem Alter nach zwischen die Turon- und Senonzeit, also etwa in die Zeit der Emscher-Stufe, zu verlegen sein dürften. Für

---

[1]) E. HARBORT: Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Abh. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A., N. F., Heft 45, S. 4—5.

[2]) WOLFF: Der Untergrund Bremens. Dieser Monatsber., S. *348*.

die bergmännische Praxis, insbesondere für die Kali- und Erdölbohrgesellschaften sind diese Ergebnisse insofern von Interesse, als man in Zukunft Tiefbohrungen im nördlichen Teil der Provinz Hannover stets bis zur Basis der oberen Kreide bzw. doch wenigstens bis zur Basis des Senons herabbringen sollte. Es bleibt zu bedauern, daß man in früheren Jahren vielleicht manche Bohrung zu vorzeitig als aussichtslos eingestellt hat, die unter dem Diluvium Mukronatenkreide angetroffen hatte.

In der Diskussion spricht Herr KRUSCH.

Nach einer Pause von 30 Minuten sprach Herr MASCKE: „Über die Trias Deutschlands."

An der Diskussion beteiligen sich die Herren v. KOENEN, HARBORT und der Vortragende.

Herr **VON KOENEN** hob hervor, daß die drei von Herrn MASCKE angeführten Profile im Oberen Muschelkalk bei Göttingen, nämlich bei Lenglern, an der Straße von Harste nach Emmenhausen und an dem Bahneinschnitt bei Hardegsen in keiner Weise für eine Gliederung brauchbar seien, da an diesen 3 Stellen eine ganze Reihe von Verwerfungen und Störungen hindurchsetzen.

Zum Schluß gibt Herr **P. SCHLEE** einige Bemerkungen über **Grottenbildung an der Küste der Bretagne.**

Im Anschluß an vorgeführte Lichtbilder führt er aus, daß das von der Brandung geschleuderte Geröll eine wichtige Rolle zu spielen scheine bei der Entstehung und Vertiefung der außerordentlich zahlreichen Grotten, die sich im armorikanischen Sandstein der Halbinsel von Crozon finden. Mit welcher Gewalt die Brandung wirken kann, zeigt eine Aufnahme, die eine Kluft im Granit der Insel Jersey wiedergibt, in der sich ein hochgeschleuderter Block von etwa 300 kg Gewicht zwei Meter über dem Boden eingeklemmt hat.

In der Diskussion spricht Herr HARBORT.

Zum Vorsitzenden der nächsten Sitzung wird Herr GOTTSCHE gewählt.

Darauf wurde um 12¼ Uhr die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BÄRTLING. HAACK. GOTTSCHE. WICHMANN. HORN.

V. Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 18. September 1909 im mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg.

Beginn: 9¾ Uhr.

Vorsitzender: Herr GOTTSCHE.

Herr GOTTSCHE eröffnet als Vorsitzender um 9¾ Uhr die Sitzung, macht zunächst einige geschäftliche Mitteilungen und verliest ein Begrüßungstelegramm des abwesenden Vorsitzenden der Gesellschaft, Herrn RAUFF, mit folgendem Wortlaut:

Rigi-Scheidegg, 18. IX., 7 Uhr 25 Min.

Deutschen geologischen Gesellschaft herzlich dankend wünscht mit besten Grüßen Meeresstille und glückliche Fahrt RAUFF.

Herr KÜHN demonstriert alsdann seinen Apparat: „Zur Veranschaulichung der Lage geologischer Schichten im Raume und zur Lösung hierauf bezüglicher Aufgaben der praktischen Geologie.“[1])

Darauf machte Herr **R. WICHMANN** eine **kurze Mitteilung über ein neues Vorkommen von Dolomitisierung am Greitberg bei Holzen.**

Zu der schon so vielfach erörterten Frage über die Entstehung des Dolomites und die Dolomitisierung von Gesteinen möchte ich von einem interessanten Vorkommen, welches in neuester Zeit am Ith bei Holzen aufgeschlossen ist, Mitteilung machen. Ich bin in der Lage, hierzu einige Vergrößerungen von Photographien vorlegen zu können, die aufzunehmen Herr DEPPE in Göttingen die Freundlichkeit hatte, und ein von mir geschlagenes Handstück.

An einer Reihe verschiedener Profile habe ich in meiner Arbeit über den „Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiet des Selter und des Ith“ gezeigt, daß der Dolomit des Korallenoolith dort nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden ist, sondern in stark wechselnder Mächtigkeit bald im oberen, bald im unteren Teile desselben auftritt. Zum Teil mag dieser

---

[1]) Der Vortrag ist in der Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XVI, H. 8, Berlin 1909, S. 325—342 erschienen.

Dolomit ja ursprünglich abgelagert sein, wenn auch nicht als reiner Dolomit, so doch als dolomitischer Kalk; z. T. aber ist er sicher ein Umwandlungsprodukt des reinen Kalkes, das wohl durch das Zirkulieren von kohlensaure Magnesia-haltigen Wässern entstanden ist. Wie und unter welchen Umständen dieser Vorgang möglich ist, ist ja durch die genauen Untersuchungen von SCHEERER, PFAFF, PHILIPPI u. a. nachgewiesen worden. Daß in dem in Frage stehenden Gebiet tatsächlich solche Umwandlungen stattgefunden haben, läßt sich aus dem allmählichen Übergang des Dolomites in oolithischen Kalk an verschiedenen Stellen gut erkennen. Hierbei kann man alle Übergänge von reinem Dolomit über dolomitischen Kalk zu reinem oolithischen Kalk beobachten. Der dolomitische Kalk zeigt z. T. noch deutlich die oolithische Struktur, z. T. treten an Stelle der Oolithkörner Poren auf. Solche Stücke wurden seinerzeit von Herrn v. KOENEN vom Katzenbrink bei Lauenstein i. H. auf der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Kassel vorgelegt. Auch im Kalkbruch bei Marienhagen am Selter konnte ich ähnliche Verhältnisse mehrfach nachweisen. Dort ging eine im oberen Korallenoolith gelegene sandige, etwa 3 m mächtige Dolomitbank allmählich in blaugrauen, oolithischen Kalk über, indem sie sich gleichsam in drei Lagen auflöste, zwischen die sich zwei Kalkbänke keilförmig immer mehr anschwellend einschoben, während der Dolomit an Dicke abnahm und schließlich ganz verschwand. Vielfach kann man sehen, daß diese Dolomitisierung des Kalkes von Klüften und Spalten ausgehen dürfte, indem hier der Dolomit am mächtigsten ist. Überhaupt zeigt er da, wo er zutage tritt, seine größte Ausdehnung, während er nach dem Berginnern zu immer mehr abzunehmen scheint.

Ein sehr interessantes Vorkommen des Dolomites ist nun in letzter Zeit sehr gut aufgeschlossen worden in einem Steinbruch am Greitberg südlich Holzen. Dieser Bruch war damals, als ich meine Arbeit über dies Gebiet anfertigte, außer Betrieb. Jetzt ist aber der Abbau der Kalke zur Beschickung eines neu erbauten Kalkofens wieder energisch in Angriff genommen. Es stehen in diesem Bruch zu oberst 2—3 m plattige, oolithische Kalke des unteren Kimmeridge. Darunter folgen 21 m oolithische Kalke und als Liegendes 20 m Dolomit. In dem oberen Drittel der Kalke tritt nun eine Dolomitbank auf, deren Mächtigkeit schwankend ist, aber bis zu 2 m beträgt. In der Natur hebt sie sich deutlich durch ihre dunklere Färbung aus dem Kalk hervor, noch besser auf der Photo-

graphie. Offenbar ist hier die Dolomitisierung von der von oben kommenden Verwerfung ausgegangen und hat sich von dort nach beiden Seiten unbekümmert um die Schichtung des Kalkes ausgebreitet. Das vorgelegte Handstück war der Grenze zwischen Kalk und Dolomit entnommen und zeigte sehr gut den Übergang des hellen Kalkes in den dunklen Dolomit.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren STILLE und A. SCHMIDT.

Hierauf spricht Herr A. WICHMANN-Utrecht: „Über Torf- und Kohlenbildungen in den Tropen."

Herr VON KOENEN spricht dann über **Driftbildungen in vorglazialen, einheimischen Schottern in der Gegend von Hildesheim** und legte photographische Aufnahmen der Kiesgrube an der Windmühle östlich Gronau a. d. Leine vor; er bemerkte im Anschluß an die kurzen Mitteilungen, welche er im Jahrbuch der Kgl. geolog. Landesanstalt für 1908 S. 98 und 610 gemacht hat, daß in der nördlichen Umgebung der Sackberge, der „Gronauer Kreidemulde FÖRSTERS", recht ausgedehnte und mächtige Decken von Plänerbrocken auftreten, bis über 4 km von dem anstehenden Pläner entfernt. Sie werden öfters von Geschiebelehm oder auch Lößlehm überlagert, enthalten stellenweise unregelmäßige Einlagerungen von grobem Diluvialsand und bestehen aus vorwiegend nußgroßen Plänerbrocken, dürften also eine Separation in etwas tieferem Wasser erlitten haben. In jener Kiesgrube finden sich aber auch zahlreiche nordische usw. Geschiebe, Granit bis über 30 cm Durchmesser, welche nicht flach in dem Schotter liegen, sondern vielfach steilgestellt, so daß sie wohl durch Drift hierher gelangt sind, also eingefroren in Eisschollen, welche auf dem Wasser schwammen und allmählich auftauten, so daß die Geschiebe herabfielen und in den Schotter einsanken, welcher somit als vor- oder frühglazial anzusehen ist.

Dasselbe Alter hat aber auch wohl der Hilssandsteinschutt, welcher besonders in der Umgebung des Hils eine so große Verbreitung besitzt, sowie mancher Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura, von Muschelkalk oder auch von Buntsandstein.

Nordische Geschiebe, welche in der ganzen Gegend verstreut bis zu 200 m höher vorkommen, dürften auch durch Drift verbreitet worden sein und nicht etwa als Reste ehemals vorhandener Grundmoränen gelten.

Wenn aber in noch tiefer liegendem nordischem Schotter bei Eitzum östlich Gronau Feuerstein-Bruchstücke vorkommen, welche als „Eolithe“ angesprochen worden sind, so läßt sich nach obigem mit voller Sicherheit annehmen, daß sie nicht von Menschenhand gefertigt worden sind.

Der nordische Gletscher ist aber auch über den „Hildesheimer Wald“, mindestens über die weniger hohen Teile desselben, hinweggegangen.

An der Diskussion beteiligt sich Herr WAHNSCHAFFE.

Endlich berichtet Herr GOTTSCHE über die Geschichte und Einrichtung des neuen mineralogisch-geologischen Instituts in Hamburg.

Sämtliche Protokolle werden verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende schließt die diesjährige Versammlung um 11 Uhr.

v. w. o.

HARBORT. HORN. BÄRTLING. GOTTSCHE.

Briefliche Mitteilungen.

36. Die diluvialen Elefanten-Arten der Niederlande.

Von Herrn L. Rutten.

Utrecht, den 25. Juli 1909.

In einer brieflichen Mitteilung Pohligs in den Monatsberichten dieser Zeitschrift[1]) findet sich der folgende Satz: „Von verschiedenen Autoren wie Ricci, Frech, Rutten u. a. sind Molaren des typischen Mammuts, die vielleicht etwas dickplattig erscheinen, irrtümlich als *Elephas Trogontherii* beschrieben worden.“ (a. a. O. S. 249). Und in einer Fußnote auf derselben Seite heißt es: „Rutten (Die diluvialen Säugetiere der Niederlande. Utrechter Dissertation, 1909) hat .... die ersten Funde von *Elephas* (*antiquus*) *Nestii* (a. a. O., Taf. I., Fig. 1—3) und *Elephas* (*primigenius*) *Trogontherii* (ebenda, Fig. 8—11) aus Holland abgebildet. Seine Angabe des *Elephas meridionalis* von dort beruht auf irriger Bestimmung.“ Vergleicht man diese Angaben mit den zitierten Abbildungen, so zeigt es sich, daß Pohlig die Molaren, die ich als *Elephas meridionalis*, *El. Trogontherii* und *El antiquus* bestimmt hatte, bzw. in *El.* (*antiquus*) *Nestii*, *El. primigenius* und *El.* (*primigenius*) *Trogontherii* umgetauft hat. Obwohl nun Pohlig durch eine reiche Erfahrung eine beträchtliche Autorität in Elefantenbestimmungen hat, so ist es doch unverständlich, daß er für diese Umtaufungen keinerlei Grund angibt, sondern sich mit einem „αὐτός ἔφη von der Sache abmacht, um so mehr, als ich versucht hatte, durch Abwägung aller Merkmale meine Bestimmungen zu rechtfertigen.

Betrachten wir einen Augenblick die einzelnen Fossilien näher, um zu sehen, ob Gründe für die Pohligschen Bestimmungsänderungen vorliegen.

[1]) H. Pohlig: Über *Elephas Trogontherii* in England. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. **61**, 1909, Monatsber. *S. 242—249.*

Elephas meridionalis NESTI. Von diesem wurden, abgesehen von anderen spärlichen Resten, ein Molarfragment aus der Waal, vier zusammengehörige erste Molaren aus Tonschichten von Oosterhout (Noord-Brabant) und zwei erste Molaren, die wahrscheinlich von demselben Fundort stammen, beschrieben.

Das Zahnfragment aus der Waal weist eine andere Erhaltung auf als die zahlreichen Mammutreste von dort; es ist abgerollt und befand sich jedenfalls auf sekundärer Lagerstätte. Wie Herr POHLIG sagen kann, die Bestimmung dieses Zahnes sei irrig, ist mir unverständlich, da er weder das ursprüngliche Stück noch eine Abbildung gesehen haben kann. Bei der Beschreibung[1]) wurde darauf hingewiesen, daß der Zahn ausschließlich primitive Merkmale zeigt, so daß man ihn eher zu *El. planifrons* als zu *El. meridionalis* rechnen möchte, wenn die erstere Art aus Europa bekannt wäre. Von den Merkmalen sind zu nennen: sehr niedrige Krone, sehr dicke Lamellen, große Zahnbreite und äußerst tiefe Spaltung der die Lamellen zusammensetzenden Digitellen.

Auch an den Zähnen von Oosterhout sind die wichtigsten Merkmale typisch *Meridionalis*-artig. Ihre Lamellenformel und Dimensionen stimmen nur mit *El. meridionalis*, nicht mit den anderen diluvialen Elefanten überein; ihre Krone ist sehr breit; die Zähne sind niedrig und die Lamellen aus vielen Digitellen zusammengesetzt. Es wurde aber schon darauf hingewiesen[2]), daß sie in drei Merkmalen einigermaßen von dem typischen *El. meridionalis* abweichen: in der Form der partiellen Abrasionsfiguren, in der starken Schmelz-Festonierung und in einer Neigung zur medianen Dilatation. Der systematische Wert der partiellen Abrasionsfiguren ist aber gering, denn bei manchen *Primigenius*-Zähnen, die nach POHLIG den Abrasionstypus des *El. meridionalis* zeigen sollen, fand ich den Abrasionstypus des *El. antiquus*. Die mediane Dilatation ist immerhin sehr gering und Ganeïnkräuselungen kommen auch bei *El. meridionalis* vor. Diese drei, etwas anomalen Merkmale finden sich aber auch an zwei Zähnen aus Rußland, die POHLIG selbst als *El. meridionalis* bestimmt hat[3]), und zwar ist dort die mediane Dilatation viel stärker als an den holländischen Zähnen. Wir sehen also, daß keine Ursache vorliegt, die Fossilien von *El. meridionalis* zu trennen.

---

[1]) L. RUTTEN: Die diluvialen Säugetiere der Niederlande, S. 15, 16.
[2]) Ebenda S. 14, 15.
[3]) H. POHLIG. Nova Acta Acad. Car. Leop. **57**, Taf. C, Fig. 1–1c.

POHLIG hat diese Zähne zu *El.* (*antiquus*) *Nestii* gebracht. Es wurde nun schon früher gezeigt[1]), daß diese „Rasse“ nicht genügend begründet ist, und daß es also an sich schon verfehlt ist, ein Fossil zu dieser Rasse zu bringen. Zwei wichtige Eigenschaften dieser Rasse sollen aber sein: die extrem schmalen Kronen und das dünne, wenig festonierte Ganeïn[2]); in dieser Hinsicht aber würden die Oosterhouter Zähne gar nicht zur Rasse passen.

Die Oosterhouter Mandibel endlich paßt durch ihre starke rostrale Verlängerung gut zu *El. meridionalis*, während dadurch *El. antiquus* geradezu ausgeschlossen wird.

Elephas antiquus FALCONER. Von *El. antiquus* wurden ein Molar und drei Molarfragmente beschrieben. Der vollständige Molar stammt vom Herikerberg; ich habe ihn nur zögernd zu *El. antiquus* gebracht und dieses auch ausführlich betont. Es ist gewiß eine Übergangsform; andere werden ihn zu *El. Trogontherii* oder gar *El. primigenius* bringen, und solange nur das eine Stück vorliegt, ist eine sichere Entscheidung unmöglich.

Anders ist es mit den übrigen Stücken. Das Zahnfragment aus dem Rhein bei Wesel — das wiederum anders erhalten ist als die Mammutreste von dort — ist so sehr *Loxodon*-artig, daß man fast an *El. africanus* denken könnte. Die Krone ist extrem schmal, die Lamellen rautenförmig, das Ganeïn sehr dick. Der Zahn gleicht in keiner Weise *El. Trogontherii.* Auch die beiden anderen Fragmente, die aus Limburg stammen, können nicht zu *El. Trogontherii* gebracht werden. Ihre Krone ist schmal und der Schmelz sehr dick und stark gekräuselt, zwei Eigenschaften, durch die sich gerade *El. Trogontherii* von *El. antiquus* unterscheidet. Allerdings ist die Art der medianen Dilatation anomal[3]), indem die Lamellen kurz vor der Mitte plötzlich an Dicke abnehmen, um dann in der Mitte viel dicker zu werden, was selbst zur gegenseitigen Berührung führt. Durch diese Form weichen sie aber nicht nur von *El. antiquus*, sondern auch von allen anderen Elefanten ab. Da nun einerseits die übrigen Merkmale gut mit *El. antiquus* übereinstimmen, andererseits das Material zu spärlich war, um eine neue Art oder Rasse zu begründen, so lag es auf der Hand, die Fossilien zu *El. antiquus* zu bringen.

[1]) L. RUTTEN: a. a. O. S. 11.
[2]) H. POHLIG: Nova Acta **53,** S. 211–212.
[3]) L. RUTTEN: a. a. O. S. 20.

Elephas Trogontherii POHLIG. Was nun endlich die drei Funde des *El. Trogontherii* betrifft: diese mußten als solche bestimmt werden, weil sie einerseits ganz außerhalb des Variationskreises des Mammuts fielen, andererseits gut übereinstimmten mit Molaren, die vom Autor der Spezies selbst als *El. Trogontherii* bestimmt sind. Mit Nachdruck wurde aber darauf hingewiesen, wie unsicher und schwierig die Bestimmung von Zähnen mit *Trogontherii*-Habitus ist, wenn ihre Lagerstätte nicht genau bekannt ist, und wenn von dem Fundort nur wenig Material vorliegt[1]). Der erste Molar — von Texel stammend — zeigt große Analogie mit einem von POHLIG beschriebenen und abgebildeten Molar von Rixdorf[2]); nur scheint er sich noch weiter vom *Primigenius*-Typus zu entfernen. — Der zweite Molar, von Sas-van-Gent, hält in seinem Habitus etwa die Mitte zwischen dem mandibularen Zahn des kleinen Brüsseler Skelettes und einem Mandibelzahn von Cromer[3]), die POHLIG beide als *El. Trogontherii* bestimmt hat[4]). Seine Lamellenformel und Dimensionen halten die Mitte zwischen *El. meridionalis* und *El. antiquus*, wie es ja für *El. Trogontherii* verlangt wird. Der letzte Molar, vom St. Pietersberg bei Maastricht stammend, ist gänzlich verschieden von allen den zahlreichen *Primigenius*-Zähnen aus dem naheliegenden Caberg, so daß dieses allein schon seine Abtrennung rechtfertigt. Weil seine Merkmale nun gut auf *El. Trogontherii* passen, sehe ich nicht ein, weshalb die Bestimmung verkehrt sein sollte. Leider kenne ich für diesen Fund keinen ähnlichen Zahn, den POHLIG selbst schon als *El. Trogontherii* beschrieben hätte.

In der oben erwähnten brieflichen Mitteilung hält POHLIG auch noch an einer Zwergrasse des Mammuts fest, die er seinerzeit *El.* (*primigenius*) *Leith-Adamsi* genannt hatte[5]), und die eine Parallele zu der Zwergrasse des *El. antiquus* von den Mittelmeerinseln sein sollte. Während aber die letztere ihre Berechtigung als selbständige Form dadurch erhält, daß die diminutiven Fossilien in großer Zahl und geographisch scharf von den normalen Funden getrennt, entdeckt worden sind, ist dieses mit der „Diminutiv-Rasse" des Mammuts keineswegs der Fall. Erstens ist das Verbreitungsgebiet des

---

[1]) Ebenda S. 17.
[2]) H. POHLIG: Nova Acta **53,** S. 202—203, Fig. 91 bis.
[3]) A. LEITH-ADAMS: Monograph of the British fossil Elephants. Monogr. Palaeontogr. Society **35,** 1881, Taf. XXV.
[4]) H. POHLIG: Nova Acta **57,** S. 438.
[5]) H. POHLIG: Nova Acta **53,** S. 232 ff.

sogenannten „Zwergmammuts“ dasselbe wie vom typischen *Elephas primigenius;* von einer geographischen Trennung der beiden Formen und etwaigen insularen Isolation der Zwergrasse kann keine Rede sein. Auch kommen die Zwergformen gar nicht häufig vor, wie man doch bei der Mischung einer großen und kleinen Rasse — etwa einer zweigipfligen Galton-Kurve entsprechend — erwarten dürfte. Im Gegenteil, die Zwergformen sind stets selten und erweisen sich dadurch als extreme Varianten des normalen Mammuts, die ihrer Natur nach selten sein müssen. Diese Auffassung wird noch näher gestützt durch die Übergangsformen, die zwischen den diminutiven und den normalen Mammutzähnen bestehen, und von denen im folgenden einige aufgezählt werden sollen:

Nach POHLIG. *El. (primigenius) Leith-Adamsi*	Duisburg. M_3 sup. sin. = x 21 x auf 210mm[1]). Xanthen. M_3 inf. sin. = (x) — 20 — (x) auf 220 × 63 × 98 mm[2]). Rheinhausen. M_3 inf. dext. = x 18 x auf 210 × 65 × 90 mm[2]).
Elephas primigenius	Nijmegen. M_3 inf. dext. = (x) — 19 — (x) auf 215 × 78 × 140 mm[3]). Duisburg. M_3 inf. dext. = x 20 — auf 230 × 75 × 135 mm[4]). Rhein. M_3 inf. dext. = x 21 — auf 280 × 70 mm[4]). Caberg. M_3 sup. sin. = — $2^1/_4$ 19 x auf 235 × 88 × 190 mm[5]). Caberg. M_3 sup. dext. = x 20 — auf 240 × 85 × 170 mm[5]). Nijmegen. M_3 sup. sin. = — 21 x auf 257 × 87 × 171 mm[3]).

usw.

Man sieht: Sowohl in der Länge als in der Breite kommen alle Übergänge vor. Wenn man aber den *El. (primigenius) Leith-Adamsi* als besondere Form ausschaltet, muß man konsequent sein und ebenfalls besondere Formen aufstellen für die lang- und kurzkronigen, hoch- und niedrigkronigen, endio- und pachyganale, wenig und stark festonierte Mammutszähne und ebenfalls für alle möglichen Kombinationen dieser Typen. Man müßte dann das „normale“ Mammut mit einer

[1]) Diese Zeitschr., a. a. O. S. 247.
[2]) H. POHLIG: Nova Acta **53**, S. 232.
[3]) L. RUTTEN: a. a. O. S. 27.
[4]) H. POHLIG: Nova Acta **53**, S. 230.
[5]) L. RUTTEN: a. a. O. S. 25.

Schar von abweichenden Trabanten umgeben, die nicht anders wären als die stark abweichenden „Varianten" des Mammuttypus. Gewiß besteht ja die Möglichkeit, daß die LINNÉsche Art „*Elephas primigenius*" aus verschiedenen konstanten Elementararten bestanden hat, wie diese ja in neuerer Zeit auch für Tiere mehr und mehr nachgewiesen werden[1]). Allein, in dem fossilen Material, wo die Natur selbst die Elementararten zusammengeworfen hat, ist es unmöglich, die Genotypen[2]) herauszufinden.

---

37. Zur Entstehung der Förden.

(Eine Erwiderung.)

Von Herrn EMIL WERTH.

Wilmersdorf, den 25. Juni 1909.

In Nr 4 dieser Monatsberichte hat Herr W. WOLFF[3]) eine neue Hypothese über die Entstehung der schleswigschen Förden publiziert, zu der in diesen Zeilen kurz Stellung zu nehmen mir gestattet sei.

Auch WOLFF sieht in den Förden subglaziale Schmelzwasserrinnen, glaubt aber aus der Tatsache, daß ihr Boden gegen den ehemaligen Eisrand zu ansteigt, auf einen anormalen Verlauf der Schmelzwasser in ihnen schließen zu müssen: Der baltische Eisstrom zu Ende der letzten Vereisung bewegte sich im westlichen Ostseebecken in nördlicher Richtung. Die schleswigsche Hauptendmoräne ist seine Randmoräne. Über sie hinweg konnten die am Boden des Gletschers kursierenden Schmelzwasserströme nicht ins Freie gelangen, sondern sie mußten, dem Gefälle folgend, sich vom Endmoränenrücken nach Osten unter das Eis ergießen, um unter demselben dann in nördlicher Richtung den Rand des Eises und damit das Freie zu gewinnen.

---

[1]) Es seien nur die Band-Varietäten der *Helix hortensis* und *H. nemoralis* erwähnt, deren Konstanz A. LANG bewiesen hat. Jenaische Denkschriften XI, 1904, S. 437—506.

[2]) W. JOHANNSEN: Elemente der exakten Erblichkeitslehre. Jena, 1909.

[3]) Zur Entstehung der schleswiger Förden. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. 4, S. *224—227*.

Ich habe mich in mehreren Arbeiten[1]), zum Teil sehr eingehend, mit der Fördenfrage beschäftigt und vor allem auch darauf hingewiesen, daß die Förden gleich den Fjorden Norwegens und den Fjärden Schwedens durch ein beckenförmiges Bodenrelief ausgezeichnet sind, d. h. für sich oder zusammen mit den sie landeinwärts fortsetzenden Rinnen aus einem oder mehreren hintereinander liegenden, durch Schwellen voneinander getrennten Becken bestehen. So ist die Haderslebener Rinne zwischen der Endmoräne und der Ostsee durch mindestens drei deutliche Schwellen unterbrochen. Die Flensburger Förde zerfällt durch eine untermeerische Erhebung in ein inneres und ein äußeres Becken. Die Schlei zeigt schon durch ihre äußere Gestaltung deutlich eine Gliederung in Teilbecken. Zwischen der Endmoräne und der Eckernförder Bucht liegt in der Verlängerung der letzteren und durch eine ausgedehnte Schwelle von ihr getrennt das Becken des Witten-See. Zwischen dem ehemaligen Eisrande bei Einfeld und der Kieler Bucht wird die im übrigen fortlaufende Rinne durch nicht weniger als fünf Schwellen in ebensoviele Teilstücke zerlegt, wie ich in meiner letztgenannten Arbeit durch eine Profilzeichnung anschaulich zu machen versucht habe. Einzig und allein die auffallend kurze Apenrader Förde besitzt keine Gliederung.

Wir erkennen aus dem Gesagten, daß die vom Eisrande nach Osten unter das Eis strömenden Schmelzwasser ebensowenig in dieser Richtung ein gleichmäßiges Gefälle in den Fördenrinnen vorgefunden haben würden wie auf umgekehrtem, normalem, Wege. Sie hätten vielmehr je nach Umständen eine mehr oder weniger große Zahl von Schwellen auf ihrem Wege zu überspringen gehabt. Wie alle typischen Glazialtäler und -rinnen sind auch die Förden durch ungleichmäßiges Sohlengefälle gegenüber echten Flußtälern ausgezeichnet.

Zu dieser Ungleichsinnigkeit des Sohlengefälles gehört auch die gegen den ehemaligen Eisrand ansteigende und vielenorts von der Endmoräne gekrönte Endböschung der Förden bezüglich der die Förden landeinwärts fortsetzenden Rinnen. Solche gegen den ehemaligen Eisrand zu geschlossenen Rinnen stellen die typische, man kann sagen, die Fundamentalform der

[1]) Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1907.

Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd II, Heft 2, Berlin 1908.

Dänemark und die Eiszeit. Aus der Natur, Jahrg. 1906/07.

Das Eiszeitalter. Leipzig, G. J. Göschen, 1909.

Fjorde, Fjärde und Förden. Zeitschr. f. Gletscherkunde 1909.

Erosionsgebilde in den alten Gletschergebieten dar, und durch sie ist in erster Linie der Seenreichtum der letzteren bedingt. Dieses erkennen wir zumal in den Glazialgebieten mit vorwiegender Felsoberfläche, in denen Grundmoränenseen ganz zurücktreten.

Die bezeichnete Eigenschaft der schleswigschen Förden bedarf daher keiner Erklärung aus den lokalen Verhältnissen. Wenn wir der Vergletscherung überhaupt eine Erosionswirkung zuschreiben wollen, so kann die Wirkung doch nicht über den Eisrand hinaus sich erstreckt haben. Und unter dem Eise entstandene Rinnen müssen am ehemaligen Eisrande ihr Ende finden und hier mit einer Endböschung abschließen. Dabei ist es zunächst gleichgültig, ob wir die Entstehung der Rinnen dem Eise unmittelbar oder den unter ihm kursierenden Schmelzwassern zuschreiben wollen. Gewisse Tatsachen, auf die ich hier nicht näher eingehen kann, lassen es mir jedoch als das Wahrscheinlichste erscheinen, daß es die subglazialen Schmelzwasserströme gewesen sind, welche, in der Richtung der Druckentlastung dem Eisrande zustrebend, die Rinnen ausgefurcht haben und unter dem Eisdrucke auch imstande waren, an den Endböschungen aufwärts auf die Sandrfläche zu fließen.

Schließlich mag es hier erlaubt sein, in aller Kürze auch auf einige Einwände einzugehen, die Herr R. STRUCK kürzlich[1]) meiner Fördentheorie gemacht hat. Derselbe beanstandet u. a. den von mir mit Beziehung zu den schleswig-holsteinischen Förden aufgestellten Satz: Sind glaziale Erosionsrinnen in glaziale Ablagerungen eingeschnitten, so entstammen die letzteren naturgemäß stets einer älteren Phase der Eiszeit; die Ablagerungen stehen daher zu den betreffenden Hohlformen in keinem anderen Zusammenhange wie die Fjärde zu den azoischen Gesteinen der schwedischen Tafel oder wie die Rinnenseen des nördlichen Alpenvorlandes zu den tertiären Nagelfluh- und Molasseschichten.

Mir scheint es doch selbstverständlich, daß die Ablagerungen älter sein müssen als die darin eingeschnittenen Erosionsgebilde. Ob sie aber der letzten oder einer älteren Eiszeit entstammen, ist für die Genese gleichgültig, und ich hebe selbst in meiner erstgenannten Arbeit mit bezug auf das Gebiet der zimbrischen Halbinsel hervor, daß darüber verschiedene Meinungen bestehen. Daß es sich aber bei den Förden wirklich nur um Erosionsformen handeln kann, geht

[1]) R. STRUCK: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift zur Begrüßung des XVII. deutschen Geographentages Lübeck 1909. Lübeck (M. SCHMIDT) 1909.

meines Erachtens nicht nur aus der Ähnlichkeit, welche dieselben mit den in die schwedische Felstafel eingelassenen Fjärden haben, hervor, sondern auch aus dem Umstande, daß gelegentlich von ihnen neben glazialen Aufschüttungen auch ältere Schichten angeschnitten werden wie beispielsweise das von mir erwähnte, von MEYN angegebene Vorkommen von Tertiär an der Haderslebener Bucht (dessen Tatsächlichkeit zu bezweifeln meines Erachtens keine Veranlassung vorliegt) oder das Auftreten von Kreide in ungestörter Lagerung an dem Mariager-Fjord in Jütland.

Wenn STRUCK ferner der Ansicht ist, daß ich die Beziehungen postglazialer Niveauschwankungen zur Entstehung der Fördenbuchten außer Acht gelassen habe, so kann ich darauf hinweisen, daß ich mich in meiner zu zweit genannten Arbeit auf S. 164 und 165 mit dieser Frage beschäftigt und allerdings eine ziemlich verneinende Antwort auf dieselbe gegeben habe.

---

38. Zum Bett des Actinocamax plenus BLAINV.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 10. Oktober 1909.

In den letzten Jahren ist das Alter der Schicht, in der *Actinocamax plenus* BLAINV. vorkommt, mehrfach Gegenstand der Erörterung gewesen. In dem Steinbruche des Herrn RAUEN am Kassenberge bei Broich fand ich eine Anzahl wohlerhaltener Exemplare dieses Fossils in Gemeinschaft mit typischen Turtia-Versteinerungen. Es ergibt sich daraus auch für das Ruhrgebiet sein tiefcenomanes Alter. Nach Angaben in der Literatur geht *Act. plenus* (syn. *Act. lanceolatus* SOW.) auch in höhere Horizonte des Cenomans hinauf, jedoch kann von einer besonderen Zone des *Act. plenus*, sei es im Dache des Cenomans, sei es an der Basis des Turons nicht gesprochen werden.

Der in der Umgegend von Mülheim-Ruhr über dem cenomanen glaukonitischen Mergel entwickelte Grünsand gehört dem Emscher an.

Die Belege für obige Angaben werden in einem der nächsten Hefte des Jahrbuchs der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt veröffentlicht werden.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 11. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 3. November 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Dem vor kurzer Zeit verstorbenen langjährigen Mitgliede der Gesellschaft und Geschäftsführer der letzten allgemeinen Sitzung in Hamburg, Herrn GOTTSCHE, widmet der Vorsitzende warme Worte des Andenkens; die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr W. HAARDT, stud. geol., München-Gladbach, Friedrichstraße 1, vorgeschlagen von den Herren STEINMANN, WILCKENS und FENTEN.

Herr Dr. phil. OTTO HÄHNEL, Assistent am I. chemischen Institut der Universität, Berlin SW 61, Johanniterstraße 15, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, JENTZSCH und HÖHNE.

Herr Prof. Dr. GUMPRECHT, Studienrat, Glauchau i. Sa., Heinrichshof, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, ZIMMERMANN und JENTZSCH.

Die *Bibliothek des Naturhistorischen Museums der Stadt Straßburg, Geologische Abteilung*, vorgeschlagen von den Herren HOLZAPFEL, VON SEYDLITZ und KESSLER.

Nachdem sodann der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vorgelegt hat, erteilt er Herrn STILLE zu seinem Vortrage: „Der Mechanismus der Osning-Faltung" das Wort.

An der Diskussion beteiligen sich Herr KRUSCH und der Vortragende.

Herr **JENTZSCH** sprach: **Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide.**

In Deutschland lassen sich nach E. KAYSER[1]) folgende 5 Verbreitungsgebiete der Oberen Kreide unterscheiden: Das Aachener, das nordwestdeutsche, das sächsisch-böhmische, das oberschlesische und das baltische, zu welchem außer den kleineren Kreide-Partien von Rügen, an der Odermündung, in Pommern, Mecklenburg, Holstein, bei Lüneburg usw. auch die ausgedehnteren Vorkommen auf den dänischen Inseln und im südlichen Schweden gerechnet werden.

Hinsichtlich der Tagesaufschlüsse ist diese Aufzählung gewiß zutreffend. Berücksichtigt man aber auch die unterirdische Verbreitung, was für eine richtige Auffassung der Gesamtentwicklung einer Meeresablagerung doch notwendig geschehen muß, so zeigt sich, daß die meist wenig beachtete nordostdeutsche Kreide nach ihrer Fläche und Mächtigkeit, mithin auch nach ihrer Gesamtmasse eines der bedeutendsten Kreidegebiete Deutschlands darstellt.

Ihre Verbreitung, soweit sie am Schlusse des vorigen Jahrhunderts bekannt war, ersieht man aus der vom Verf. vor 10 Jahren entworfenen Karte[2]). Nach dieser umfaßt das Kreidegebiet östlich einer von Thorn über Schwetz an der Weichsel und Pr.-Stargard zum Westrande der Danziger Bucht gezogenen Nordsüdlinie den größten Teil Ost- und Westpreußens von der Ostsee südwärts bis zu der von Berlin nach St. Petersburg führenden Schnellzugsbahn Thorn — Insterburg — Eydtkuhnen, greift über letztere südwärts hinaus noch bis Darkehmen und reicht nordwärts auf deutschem Gebiete bis Ibenhorst (dem bekannten Standorte des Elchwildes), auf russischem Gebiete bis Tauroggen. Dies ergibt allein auf deutschem Boden eine Erstreckung von 330 km bei 110 km mittlerer Breite, also 36000 Geviertkilometer Fläche — mehr als die Königreiche Sachsen und Württemberg zusammengenommen!

Auch die Mächtigkeit der Kreideformation Ost- und Westpreußens ist erheblich. Sie war bereits bei Drucklegung jener Karte in Königsberg mit 219 m bzw. 227 m nicht durchsunken und durch Kombination verschiedener Einzelprofile zu mehr als 292 m ermittelt.

---

[1]) KAYSER: Geologische Formationskunde, 3. Aufl., Stuttgart 1908, S. 484.

[2]) JENTZSCH: Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1899, S. 266–285, mit Karte in 1 : 1000000, Taf. XIV.

Dieses als Ergebnis 25 jähriger Arbeit vom Verf. entworfene Kartenbild hat sich bis heute bewährt. Auch die seitdem, in den letzten 10 Jahren, ausgeführten Bohrungen, Kartenaufnahmen und Eisenbahnbegehungen haben innerhalb des von mir bezeichneten Kreidegebietes überall, wo vortertiärer Untergrund überhaupt erreicht wurde, Kreideformation getroffen, so daß die damalige Darstellung nunmehr gesichert erscheint. Mittels neuer Aufschlüsse ist das Kreidegebiet in Westpreußen zwar durch die Auffindung zutage tretenden Untersenons[1]) bereichert, aber nirgends vergrößert, in Ostpreußen nur durch 2 Bohrungen erweitert worden, welche Kreideformation unter Diluvium zu Lyck und Heydekrug trafen. Während die durch KAUNHOWEN beschriebene Bohrung Lyck nur 17 km von der russischen Grenze an der von Königsberg nach Warschau führenden Eisenbahn und etwa 56 bzw. 70 km südöstlich der nächsten bis dahin bekannten Kreidepunkte (der Kreidescholle von Steinort bei Lötzen und der erbohrten Kreide von Weedern bei Darkehmen) liegt, mithin das Kreidegebiet etwas nach SO erweitert, befindet sich der Ort Heydekrug nur 2 km nördlich der vom Verf. 1899 angenommenen Kreidegrenze, erweitert also nach Norden den Bezirk kaum merklich. Daß, wie KRAUSE ausführt, die Kreide vermutlich auch den Süden Ostpreußens erfüllt und mit dem polnischen Kreidegebiet zusammenhängt, ist durchaus wahrscheinlich. Indessen dürfte auch die oben als sicher nachgewiesene Verbreitung genügen, um unserem Kreidegebiet Beachtung zu sichern.

Die Mächtigkeit der Kreideformation ist inzwischen durch das fiskalische Bohrloch Heilsberg[2]) auf wahrscheinlich 338 m und nach Abzug einiger petrographisch ähnlicher, aber versteinerungsleerer und deshalb vielleicht (?) schon als Eocän deutbarer Schichten auf mindestens 272 m ermittelt worden.

In der Provinz Posen, deren Kreide bis dahin fast unbekannt war, sind neuerdings noch größere Mächtigkeiten (bis gegen 500 m) erbohrt worden, die aber einem anderen, durch Juraaufragungen teilweise getrennten, Inoceramus-reichen Kreidegebiet angehören, dessen Schilderung einem besonderen Aufsatze des Verf. vorbehalten bleibt.

So haben wir nunmehr für das Kreidegebiet Ost- und Westpreußens eine Mächtigkeit von rund 300 m und eine

---

[1]) JENTZSCH: Der erste Untersenon-Aufschluß Westpreußens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1905, Bd XXVI, S. 370—378.

[2]) P. G. KRAUSE: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd XXIX, Teil I, S. 185—326, Taf. 3—8.

Flächenausdehnung von mindestens 40000 Geviertkilometer anzunehmen.

Alles ist „Obere Kreide". Als Glieder sind nachgewiesen:
Obersenon mit *Belemnitella mucronata*,
Untersenon und Emscher mit *Actinocamax mammillatus*, *Bornholmensis*, *Westfalicus* und *verus*.

Eine abweichende, in obigen Mächtigkeiten nicht mitberechnete bryozoenreiche, bis jetzt belemnitenfreie Kreidestufe erfüllt das südlichste Westpreußen von Thorn bis Bischofswerder und Schwetz. Ihr Alter ist noch nicht näher bestimmt, kann aber nur innerhalb der Grenze Turon bis Dänisch liegen.

Als älteste Stufe der ostpreußischen Kreide ist das Mittlere Cenoman zu betrachten, dessen versteinerungsreiche, durch *Schlönbachia Coupei* und *varians* bezeichnete Sandsteine zwar nirgends anstehend nachgewiesen, aber als Diluvialgeschiebe nordwärts bis zur Breite von Tilsit gefunden wurden, mithin ebensoweit, wahrscheinlich noch etwas nördlicher, irgendwo in der Tiefe anstehen müssen.

Die Nordspitze des Deutschen Reiches ist frei von Kreide. Denn in Memel, der nördlichsten Stadt, wie in Bajohren, dem nördlichsten Bahnhofe des Reiches, ist Jura (Kelloway) unmittelbar unter Diluvium erbohrt; ebenso in Schmelz, dem südlichen Vororte der Stadt Memel, während in dem dazwischenliegenden Purmallen über dem Kelloway 6 m kalkfreie, von Berendt für tertiär angesprochene Grünsande lagern.

Die seit 1899 auf der Untergrundkarte bestehende unerforschte Lücke zwischen den Verbreitungsgebieten der Kreide- und Juraformation auszufüllen, war notwendig. Bereits vor 4 Jahren, als die Geologische Landesanstalt einen kleinen Apparat zu Bohrungen bis 100 m Tiefe erhielt, regte Vortr. eine zwischen Tilsit und Memel, und zwar in der Gegend von Heydekrug oder Prökuls an, um die Grenze beider Formationsgebiete zu ermitteln. Dabei bestand die Hoffnung, vielleicht die bisher nur aus Geschieben bekannten Schichten, Cenoman[1]) oder Oxford[2]), oder vielleicht sogar aus Ostpreußen gänzlich unbekannte Schichten (z. B. Kimmeridge) zu finden.

Diese Hoffnung war ungeachtet der Kleinheit unseres Apparates nicht unberechtigt, weil nach den bisherigen Er-

---

[1]) Nötling: Die Fauna der norddeutschen Cenomangeschiebe; in Dames und Kayser, Paläontolog. Abhandlungen, Bd II, Heft 4, S. 1—52.

[2]) Jentzsch: Oxford in Ostpreußen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888, S. 378—389.

fahrungen die Diluvialdecke im nördlichsten Ostpreußen dünner[1]) ist als im mittleren Ostpreußen, wo sie bis 150 m anschwillt. Obwohl die Bohrung sofort bewilligt wurde, konnte sie doch anderer dringender Aufgaben wegen erst im August 1909 ausgeführt werden. Inzwischen waren des Verf. Vermutungen bereits in weitem Umfange bestätigt worden. Denn die erwarteten Stufen des Oxford und Kimmeridge waren durch die fiskalische Tiefbohrung Heilsberg[2]) für Ostpreußen anstehend nachgewiesen und die Lücke Tilsit—Memel durch die Brunnenbohrung Heydekrug halbiert worden, in deren einziger tiefster Probe Herr KLAUTZSCH den Grünerdemergel der Kreideformation erkannte. Die Probe ist bezeichnend.

Nun galt es, die Lücke zwischen Heydekrug und Schmelz (immerhin noch 43 km weit!) auszufüllen. So wählte Verf. als Bohrpunkt eine Wiese, welche zum Gute Grudscheiken, Kreis Memel, gehört. Sie liegt 8 km NNW der Haltestelle Prökuls und 9,6 km SO des Jurabohrpunktes[3]) Schmelz bei Memel. Die Erwartung bestätigte sich: bei 72,4 m Tiefe unter der Oberfläche, rund 70 m unter der Oberkante des Diluviums, wurde letzteres durchsunken und eine zweifellos mesozoische Meeresschicht erreicht. Diese ist ein glaukonitfreier Sandstein mit einem Bänkchen sandreichen Kalkes, der einzelne Körnchen von Eisenoolith enthält. Somit ist das Gestein nicht als Kreide, sondern als Jura anzusprechen, zumal auch die gelblichen Quarze den aus dem Kelloway Ostpreußens bekannten sich anschließen. Die Fauna ist durch das Bohrverfahren zerstückelt. Sie enthielt etliche kleine *Ostrea*, ein Stück *Exogyra*, ein Stielglied von *Pentacrinus* und 12 kleine gekrümmte Zylinder ohne Struktur. Eine genaue Horizontierung ist nicht möglich, die Stellung zum Jura aber als sicher anzunehmen.

Hierdurch ist nachgewiesen, daß das kreidefreie Gebiet sich von der Nordspitze des Deutschen Reiches südwärts bis Grudscheiken erstreckt, d. h. bis 55° 37′ 25″ n. Br., also auf einen Streifen von 36 km Länge und 11 km Breite. Denn die bisher bekannten Funde vorcretacischer Schichten wurden neuerdings noch durch drei von der um die Geologie Ostpreußens verdienten Bohrfirma E. BIESKE-Königsberg eingesandte

---

[1]) Vgl. JENTZSCH: Die Verbreitung der bernsteinführenden „blauen Erde“. Diese Zeitschr., Bd 55, 1903, Protokolle S. *122—130*, insbesondere S. *129—130*.

[2]) P. G. KRAUSE: a. a. O.

[3]) JENTZSCH: Schriften Physikal. Ök. Gesellsch. Königsberg XL, 1899, S. 23.

Brunnen-Bohrprofile ergänzt. Von diesen trafen Klein-Tauerlauken (NNO von Memel) und Sandkrug (auf der Kurischen Nehrung westlich von Memel) Kelloway, dagegen Polangen in Rußland (nahe der Nordspitze des Deutschen Reiches) Trias (Purmallener Mergel) unmittelbar unter Diluvium.

Zwischen dem südlichsten Jura (Grudscheiken) und der nördlichsten sicher bekannten Kreide (Heydekrug) bleibt somit nur noch eine Lücke von 34 km bestehen. Weit nördlicher, nämlich 130—140 km von Heydekrug, liegt freilich östlich der russischen Hafenstadt Libau das kleine Kreidevorkommen von Meldsern in Kurland. Aber westlich von diesem ist auch in Rußland kreidefreies Gebiet.

Durch die neueren Aufschlüsse ergeben sich Bestimmungen für das Schichtenfallen. Nach Süden ist das sehr sanfte, vom Verf.[1]) angegebene Fallen durch die Tiefbohrungen Heilsberg und Labiau fast auf den Meter bestätigt worden, daher nunmehr als gesichert zu betrachten. Dagegen tritt nunmehr eine stärkere, nach Osten gerichtete Komponente hinzu. Somit ist für das nördlichste Ostpreußen ein Streichen etwa von NNO—SSW bis NO—SW anzunehmen. Bei dieser Annahme würde auch der weitab liegende Punkt Meldsern sich ungezwungen einordnen, wenn nicht das dortige Fehlen des Jura eine übergreifende Lagerung anzeigte.

Selbstredend ist das genannte Streichen hier — im Randgebiete der russischen Tafel — nicht etwa auf „Faltungen" im Sinne von Gebirgsfaltung zurückzuführen, sondern entweder auf ursprüngliche Ablagerung oder auf Absinken von Schollen.

Da Herr P. G. Krause in seiner trefflichen Arbeit über Heilsberg[2]) glaubt, daß ich meine Angaben über Kreidemulden des Samlandes auf Faltungen bezogen hätte, so sei hier ausdrücklich erwähnt, daß dies auf Mißverständnis beruht.

Herr R. MICHAEL berichtet über **die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien.**

Die große fiskalische Tiefbohrung bei Czuchow in der Nähe von Czerwionka in Oberschlesien, welche bereits im November 1908 das bisherige tiefste Bohrloch der Welt Paruschowitz V überholt hatte, sollte ursprünglich bis auf 2500 m Tiefe niedergebracht werden.

---

[1]) Ideales Profil des nördlichen Ostpreußens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896, Taf. IV.

[2]) A. a. O. S. 227.

Technisch wäre die Erreichung dieser Tiefe auch möglich gewesen, da das Gebirge günstig, der Durchmesser noch hinlänglich groß genug und die Bohrung auch sonst sehr flott vonstatten gegangen war; doch mußte die Bohrung leider aus andern Gründen im März 1909 eingestellt werden, nachdem sie eine Tiefe von

2239,72 m

erreicht hatte.

Für die Vorbereitung der Temperaturmessungen war mit Rücksicht auf die durch längere Betriebsunterbrechung entstehenden Kosten nur wenig Zeit zur Verfügung; andererseits war es aber durch die zahlreichen von der Königlichen Bohrverwaltung in Schönebeck bereitgestellten Thermometer möglich, die Temperaturmessungen in größerem Umfange vorzunehmen.

Sie erfolgten gemeinsam mit Herrn QUITZOW in der Zeit vom 16. bis 26. März. Das Bohrloch war bis zu einer Tiefe von 2089 m verrohrt; der Kopf dieser untersten 50 mm starken Rohrtour stand bei 1742 m, die nächst größere von 72 mm Durchmesser befand sich zwischen 1388 und 1749 m und der Kopf der nächst weiteren 92 mm Rohrtour reichte bis 250 m unter die Oberfläche; der Schuh dieser Tour stand bei 1400 m Teufe. Die weiteren Rohrtouren reichten sämtlich bis zur Bohrlochsöffnung; der größte Durchmesser betrug 440 mm, der kleinste von diesen Rohrtouren noch 120 mm; letztere Rohrtour reichte 1176 m ins Bohrloch hinunter.

Die Temperaturmessungen mußten deshalb im verrohrten Gebirge erfolgen, da die Entfernung der Rohre wegen der unvermeidlichen Gefährdung des Bohrlochs und des Bohrgestänges aus bohrtechnischen Gründen nicht möglich war.

Ebenso war es nicht möglich, die im Bohrloch bis 40 m unter Tage reichende Wassersäule zu beseitigen und die Temperaturmessungen unter Wasserabschluß durchzuführen. Doch fällt die dadurch und durch die Eisenmasse der Rohre bedingte Beeinflussung der Temperaturergebnisse insofern weniger ins Gewicht, da die gleichen Fehler allen Messungen gleichzeitig anhaften. Auch konnte der Einfluß der Wasserbewegung im Bohrloch bei dem geringen Raume, der sich zwischen Gestänge und Rohrtour bzw. Bohrlochswandung befand, nur von geringer Bedeutung sein. Die ermittelten Temperaturen haben auch die Richtigkeit dieser Voraussetzung bewiesen.

Nicht zu brauchen sind etwa die obersten 300 m; hier ergaben sich so große Schwankungen in den ermittelten Werten, daß die gewonnenen Werte bei den späteren Berechnungen

ausgeschaltet werden mußten. Die Tiefe deckt sich ungefähr mit derjenigen, in welcher die lange 92 mm Rohrtour unter der Tagesoberfläche angesetzt war.

Die Wasserbewegung war also nur in den obersten 300 m von merklichem Einflusse.

Für die Messungen waren von der Königlichen Bohrverwaltung 8 Maximumthermometer und 105 Geothermometer älterer Konstruktion (DUNKERsche Thermometer), außerdem 8 Überlaufthermometer nach TSCHOEPE zur Verfügung gestellt worden.

Bei der großen Tiefe des Bohrlochs wurden die Untersuchungen in 2 Abschnitten des Bohrprofils angestellt; in jedem wurden zweimal Messungen ausgeführt, zuerst in der unteren Hälfte des Bohrlochs (etwa von 1130 m Tiefe ab), dann in der oberen Hälfte.

Für die Unterbringung der Thermometer standen 37 Hülsen zur Verfügung, die in Abständen von 30 m zwischen das Bohrgestänge eingeschraubt wurden. Da die Hülsen die Unterbringung mehrerer Instrumente gestatteten, war es möglich, auf diesen 37 Stationen gleichzeitig eine größere Anzahl von Thermometern zu verwenden.

Auf diese Weise konnten auch die den Überlaufthermometern anhaftenden Fehlerquellen, die sich namentlich beim Ablesen der Temperaturwerte selbst bei vorsichtiger Handhabung über Tage ergaben, nach Möglichkeit ausgeglichen werden.

Nach den für jede Station verwendeten 2—4 Thermometern wurden dann von den Ergebnissen die entsprechenden Mittel genommen.

Die tiefste Station lag bei 2221 m Tiefe; ein weiteres Vordringen war nicht möglich, da nach dem jedesmaligen Aufholen des Gestänges, welches etwa 11 Stunden Zeit in Anspruch nahm, sich auf der Bohrlochssohle eine Schlammschicht von nahezu 20 m Höhe absetzte.

Zum ersten Versuch wurden am 16. März insgesamt 85 Thermometer verwendet, die 9 Stunden im Bohrloch verblieben. Bei dem 2., am 18. März begonnenen Versuch, der gleichfalls in der unteren Hälfte des Bohrlochs zwischen 1130 und 2220 m vorgenommen wurde, wurden die Apparate in gleicher Zahl 83 Stunden im Bohrloch gelassen. Der genaue Vergleich ergab, daß zwischen beiden Reihen nennenswerte Unterschiede n i c h t vorlagen. Infolgedessen wurde die Beobachtungsdauer für die Temperaturmessungen in der oberen Hälfte des Bohrloches, die mit der gleichen Anzahl von Apparaten ebenfalls

zweimal durchgeführt wurden, nur auf 36 bzw. 37 Stunden bemessen.

Die auf Grund dieser 4 Messungen für die gesamte Bohrlochstiefe mit Ausscheidung der oberen Meter ermittelte Temperaturreihe ergab nachstehende Werte:

Es ergab sich bei:

Teufe m		Temperatur Grad Celsius	Teufe m		Temperatur Grad Celsius
14	=	25,8	1127,21	=	47,5
45,45	=	28,8	1158,56	=	49,9
76,80	=	35,2	1189,91	=	52,4
108,15	=	26,5	1220,96	=	57,3
139,50	=	22,2	1252,31	=	59,6
178,85	=	24,6	1283,66	=	60,4
202,20	=	25,3	1315,01	=	61,4
233,55	=	23,4	1346,36	=	62,5
264,90	=	24,5	1377,71	=	61,5
296,25	=	22,9	1409,06	=	63,8
327,34	=	23,1	1440,15	=	64,8
358,12	=	23,7	1470,93	=	66,8
389,01	=	24,4	1501,82	=	68,4
419,66	=	24,7	1532,47	=	67,6
450,53	=	25,2	1563,34	=	69,1
481,45	=	26,2	1594,26	=	70,5
512,39	=	26,4	1625,20	=	72,8
543,36	=	26,8	1656,17	=	71,7
574,13	=	27,8	1686,94	=	74,3
605,07	=	28,1	1717,88	=	71,6
640,78	=	29,7	1753,59	=	76,5
671,42	=	30,9	1784,23	=	74,0
701,19	=	30,5	1814,00	=	77,2
730,72	=	29,1	1843,53	=	77,2
760,91	=	29,8	1873,72	=	74,6
790,42	=	31,0	1903,23	=	79,6
821,11	=	31,7	1933,92	=	74,4
851,81	=	32,6	1964,62	=	78,5
882,51	=	33,4	1995,32	=	78,2
913,07	=	35,6	2025,88	=	78,8
943,78	=	36,8	2056,57	=	79,7
974,47	=	38,6	2087,26	=	77,2
1005,15	=	40,0	2127,94	=	80,4
1035,82	=	41,8	2158,61	=	82,0
1066,52	=	42,9	2189,31	=	82,8
1097,21	=	44,9	2221,00	=	83,4

Es zeigt sich danach, daß die hieraus berechnete geothermische Tiefenstufe von 31,8 m mit früheren Messungen (namentlich z. B. Paruschowitz V) in guter Übereinstimmung steht.

Als allgemeines Ergebnis sei noch angeführt, daß sich gewisse Schwankungen in der Temperaturreihe zeigen, und Steigerungen namentlich da eintreten, wo eine größere Anzahl

von Kohlenbänken oder ein mächtigeres Flöz in der Bohrung nachgewiesen worden sind.

Für zukünftige Messungen dürfte es sich empfehlen, nur Maximumthermometer zu verwerten. Bei dem Vergleich beider Thermometer, der durch gelegentliche gleichzeitige Verwendung der verschiedenen Apparate in einer Station durchgeführt wurde, ergab es sich, daß die Überlaufthermometer durchgängig etwas höhere, etwa um 2 Grad größere, Werte aufweisen als die Maximumthermometer. Über die näheren Beobachtungen wird gemeinsam mit Herrn QUITZOW an anderer Stelle ausführlich berichtet werden.

Herr **ZIMMERMANN**-Berlin sprach über **Neubildungen von Steinsalz, Sylvin und Syngenit auf dem Kaliwerke Glückauf-Sondershausen.**

Die nach dem Tiefsten einer kleinen Sondermulde unter 10° einfallende, blind endende, 145 m lange sog. W-Strecke auf der 663 m-Sohle im Nordfelde genannten Werkes, in nächster Nähe des Schachtes, verläuft durchgängig in anhydritischem Hartsalz (Halitsylvinit), ist i. J. 1900 zu treiben begonnen worden und füllte sich allmählich mit aus Fabrikrückständen, die in höheren Sohlen zum Versatz eingebracht waren, abfließenden Laugen und mit Schachtsickerwasser bis oben hin an, wobei auch die Wände der Strecke angegriffen wurden. Diese Lauge wurde im Jahre 1903 einmal ganz ausgeschöpft, stieg bis 1907 nochmals bis etwa zur halben Höhe an, und wurde in diesem Jahre wiederum ausgepumpt, wobei allerdings noch 10 m weit Lauge übrig blieb. Seitdem ist diese bis auf 13 m wieder gestiegen. Beim ersten Ausschöpfen hatte man keine besonders auffälligen Neubildungen bemerkt außer unbedeutenden Ankrystallisationen von Steinsalz. Beim zweiten Auspumpen zeigten sich aber — von oben nach unten in zunehmender Pracht — die Wände, die First und Sohle der Strecke von Krystallen der obengenannten Mineralien überdrust bis pelzartig dicht überkleidet, so daß man diese Strecke auch Krystallkammer genannt hat.

Diese drei Mineralien besitzen eine eigenartige Verteilung. Steinsalz in prächtigen, vollkommen ausgebildeten Würfeln und Würfelgruppen, also nicht in Treppenkrystallen, aber oft mit weitgehender weißer Trübung der Ecken, findet sich allenthalben, doch nimmt die etwa 1 cm betragende Kantenlänge nach unten hin bis auf mehr als 5 cm zu. Der Sylvin bildet wasserklare, bis über erbsgroße Krystalle mit ∞O∞ . O fast im Gleichgewicht, wobei diese Krystalle zu lockeren, im Um-

riß ohrförmigen Krusten verwachsen sind, die wie Baumschwämme (*Polyporus*) an die Wände und an auf dem Boden liegende Steine angewachsen sind; aber er fand sich nur im Niveau des obersten Laugenstandes vor dem zweiten Auspumpen; von etwa 3 m unterhalb dieses Niveaus an abwärts fehlt Sylvin gänzlich und findet sich erst — und zwar in gleichartiger Erscheinungs- und Auftretensform — wieder dicht unter dem Spiegel der heute noch vorhandenen Lauge, deren Ufer in einer schmalen Zone begleitend, 1—3 dm großen, schirmförmigen Korallenstöcken ähnlich. Auf und zwischen diesen Sylvinkrusten sitzen bis 1 cm große Steinsalzwürfel nicht selten, aber doch nur vereinzelt. — Das dritte Mineral, der Syngenit, ist das bemerkenswerteste, weil es, obwohl ein Kalimineral ($Ca\,SO_4$, $Ka_2\,SO_4 + H_2O$), bisher noch nicht auf unsern Kalilagerstätten wie überhaupt in Deutschland und sonst auf der Welt außer an dem einen Orte Kalusz in natürlichem Vorkommen gefunden war und nun hier bei Sondershausen gleich in großen Mengen und in prächtigen Krystallen auftritt. Die ersten noch sehr spärlichen Drusen dieses Minerals finden sich in der Nähe des erstgenannten Sylvines, etwa 64 m vom Eingange der Krystallkammer entfernt, dann fehlt das Mineral eine lange Strecke ganz, tritt erst etwa 104 m vom Eingange wieder auf, aber nunmehr überziehen die — nach unten hin ebenfalls größer werdenden — leistenförmigen, meist 2—3, z. T. aber auch bis 8 cm langen Nadeln und Nadelbüschel dieses Minerals wie ein borstiger Pelz die Wände. Sie sitzen unmittelbar dem Sylvinit (Hartsalz) auf und dienen den Steinsalzwürfeln als Unterlage, werden also oft von diesen umwachsen. Sylvinneubildungen finden sich hier also nicht. Ganz ähnlich sehen die Pelze aus, mit denen neugebildete Gipsnadeln die Mansfelder Schlotten überziehen, und unser Syngenit ist bisher auch immer für Gips gehalten worden, bis ich hinkam und an seiner scheinbar rhombischen Krystallform, anderen Spaltbarkeit, Sprödigkeit, seiner leichten Zersetzbarkeit durch Wasser u. a. seine Selbständigkeit erkannte. Herr Rinne stellte dann die Syngenitnatur fest und wird mit Herrn Boeke das Vorkommen noch weiter untersuchen, besonders vom chemischen Standpunkte aus. Dem Direktor des Kaliwerks Glückauf-Sondershausen, Herrn Bergassessor Baek, der mir freundlichst den Zutritt zu der sonst verschlossen gehaltenen Krystallkammer und die Mitteilung näherer Angaben durch seinen Steiger Hütter gestattete, verfehle ich nicht, auch hier bestens zu danken.

Zum Schluß sprach Herr **GAGEL: Über den angeblichen Gault von Lüneburg.** (Hierzu eine Texttafel.)

Er legte mehrere hundert Belemniten bzw. Bruchstücke von solchen vor, die unmittelbar auf der Transgressionsfläche der Tourtia in den Vertiefungen der Steinmergelbank gefunden sind. Es waren darunter 20 ganz frische, unabgerollte Exemplare von *Belemnites ultimus* ORB. in schärfster Artbestimmung (schlank zylindrisch, von kreisrundem Querschnitt und schlanker Spindelspitze) und etwa 60—80 deutlich bzw. stark abgerollte *Belemnites minimus* LIS. (keulenförmig, mit gerundet quadratischem Querschnitt und stumpf parabolischer bzw. mit attenuater Spitze), eine große Anzahl bis zur Unkenntlichkeit abgerollter bzw. korrodierter Belemniten und eine Anzahl teils frischer, teils etwas abgerollter Zwischenformen; endlich sechs abgerollte kleine Belemniten mit langer Bauch- und Rückenfurche und vier mit langer Bauchfurche, die aus wesentlich älteren Schichten stammen müssen.

Das vorgelegte Material beweist zur Evidenz den verschiedenen Erhaltungszustand der *Bel. ultimus* und *Bel. minimus*, — die *Belemnites minimus* zeigen großenteils noch die anhaftenden Spuren des Ursprungsgesteins, das von dem grauen Tourtiatonmergel deutlich verschieden ist —, so daß es sicher erscheint, daß *Bel. minimus* hier auf sekundärer Lagerstätte liegt, und die Transgression eine solche des Cenoman und nicht eine des Gault ist, wie neuerdings von STOLLEY behauptet wurde.

v. w. o.

RAUFF. BLANCKENHORN. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

39. Carl Christian Gottsche.

Ein Lebensbild von Wilhelm Wolff.

Zu einer glücklichen Zeit seines Berufslebens, als er in fröhlicher Fahrt den Fachgenossen die Ergebnisse langjähriger Forschung vermitteln wollte, wurde Carl Christian Gottsche vom Tode ereilt. Ein Schlaganfall warf ihn inmitten der Deutschen geologischen Gesellschaft während eines Vortrages im Nordseemuseum auf Helgoland nieder; drei Wochen später, am 11. Oktober, hauchte er in Hamburg, wohin man den Schwerkranken übergeführt hatte, seinen Geist aus. So schied einer der besten norddeutschen Geologen, eine der eigenartigsten Persönlichkeiten Hamburgs, auf der Höhe des Mannesalters aus dem Leben. Ein Mann, dessen Art und Entwickelung kennen zu lernen für uns nicht nur ein Gebot der Pietät, sondern eine höchst lehrreiche Aufgabe ist.

Das Leben hat Gottsche von vornherein zwei große Begünstigungen gewährt: die ernste naturwissenschaftliche Tradition, die ihm aus dem Vaterhause das Geleit gab, und das Glück, als fertig gebildeter Mann wieder in der Heimat seiner Jugend zu wirken. So war seine ganze Lebensentwickelung einheitlich und ohne Versäumnis fortschreitend. Er war 1855 als Sohn eines Arztes in Hamburgs Nachbarstadt Altona geboren. Da seine Mutter früh starb, wurde er ganz und gar vom Vater erzogen und empfing einen Abglanz mütterlicher Liebe nur durch die zärtliche Fürsorge seiner einzigen, um viele Jahre älteren Schwester. Das hat seinem Charakter die herbe Männlichkeit gegeben. Der Vater war ein Mann von strenger Selbstzucht und peinlicher Genauigkeit. Noch als Greis setzte er sich jeden Morgen um fünf Uhr ans Mikroskop, um vor Beginn der Praxis einige Stunden an seinem großen Werk über die Lebermoose zu arbeiten. Er war stolz darauf, durch diese Stunden seinem Leben viele Jahre zugefügt zu haben. Nebenher verwaltete er die damals noch kleinen

Sammlungen des Altonaer Museums und beschäftigte sich auch mit den dort vorhandenen Mineralien; so mag der Sohn durch ihn die ersten geologisch-mineralogischen Kenntnisse empfangen haben. Noch in späteren Jahren pflegte der fleißige alte Herr von geologischen Aufsätzen, die er in Zeitschriften fand, sorgfältige Exzerpte anzufertigen und seinem Sohne zu schicken.

Der Sohn war ein lebhafter, ungewöhnlich begabter Knabe, körperlich und geistig gleichermaßen gewandt. Schon mit zwölf Jahren übersetzte er seinen Homer. Früh streifte er in der Nachbarschaft von Altona umher, um Pflanzen, Insekten und Gesteine zu sammeln, und alsbald wurde er mit dem Kaufmann und Conchyliologen O. SEMPER bekannt, der eine der trefflichsten Sammlungen tertiärer Faunen besaß und uns wertvolle Aufsätze über die Conchylien des Miocäns hinterlassen hat. Die Sammlung fand später, noch bei Lebzeiten SEMPERS, im geologisch-mineralogischen Institut zu Hamburg ihren Platz und ging nach dem Tode ihres Begründers an das Institut über. GOTTSCHE, der schon als Knabe in ihr heimisch wurde, hat sie dort als seinen kostbarsten Schatz gehütet.

Nach Besuch des Christianeums in Altona und des Johanneums zu Hamburg, auf dem er seine Gymnasialbildung vollendete, und dessen „Akademisches Gymnasium“ er hernach zwei Semester besuchte, ging CARL GOTTSCHE zunächst nach Würzburg und dann nach München, um bei SANDBERGER und v. ZITTEL Paläontologie zu studieren. Man begegnet noch heute den Spuren seines Fleißes in der Münchener Sammlung, wo er einen großen Teil der tertiären Conchylien bestimmt hat. Diese mit klarer und feiner Handschrift geschriebenen Bestimmungen zeigen bereits die große Sorgfalt und Formenkenntnis, die GOTTSCHE später auszeichnete. 1878 promovierte er mit einer Dissertation über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere und kehrte dann in seine Heimat zurück, um in Kiel als Assistent am mineralogischen Institut der Universität unter SADEBECK und LASSAULX zu arbeiten und sich als Privatdozent zu habilitieren. Damals widmete er sich besonders dem Studium der Sedimentärgeschiebe Schleswig-Holsteins, wozu ihn sein lebhaftes paläontologisches Interesse hinzog. Kiel ist dafür stets eine Pflegestätte geblieben, wie später die Arbeiten STOLLEYS gezeigt haben. GOTTSCHE veröffentlichte die Ergebnisse seines Studiums freilich erst an einem ganz andern Orte der Welt, nämlich in Yokohama. Er hatte eine Berufung der japanischen Regierung als Professor der geologischen Wissenschaften nach Tokio erhalten und war 1881 dorthin übergesiedelt. Drei Jahre hielt

er in Tokio in englischer Sprache Vorlesungen. Es war eine ersprießliche Zeit. Obwohl GOTTSCHE eine weltgewandte Natur und freien Blick besaß, förderte doch das Leben in einer ganz neuen, reichen und aufstrebenden Welt seinen Geist außerordentlich. Dort war es auch, wo er hoffnungsfroh einen eigenen Hausstand begründete. Seine Braut, um die er in Kiel geworben hatte, folgte ihm nach den fernen Osten und wurde dort seine Gattin. Sie begleitete ihn auch auf einer halbjährigen Forschungsreise durch das damals noch wenig erschlossene Korea, die er nach Abschluß seiner Lehrtätigkeit in Tokio unternahm, und von der er mit reichen Sammlungen nach Deutschland zurückkehrte. In den Jahren 1885—1887 finden wir GOTTSCHE mit allerlei Plänen in Berlin in dem lebenslustigen Kreise des hochbegabten, leider rasch dahingegangenen Paläontologen DAMES. Als sich aber dann in Hamburg für ihn eine Kustodenstellung an der verwaisten mineralogisch-geologischen Sammlung bot, griff er freudig zu und begann nun seine eigentliche Lebenstätigkeit in Hamburg. Damals befand sich die Sammlung noch in den engen Räumen des Johanneums; bald darauf wurde sie in das neue naturhistorische Museum übergeführt, und als auch dort mit den Jahren die Räume zu eng wurden, erhielt GOTTSCHE in dem vormaligen Gebäude des botanischen Instituts ein eigenes, freilich auch noch provisorisches Haus für seine Sammlungen, Arbeitsräume und Hörsäle. Er hat die Aufstellung dort nicht mehr ganz vollenden können, aber der geologischen Gesellschaft doch noch mit freudigem Stolz die wesentlichsten Teile vorgeführt. Im Jahre 1900 war er vom Senat zum Professor und 1907 zum Direktor des „Mineralogisch-geologischen Instituts“ ernannt, das nun eine selbständige staatliche Anstalt geworden war.

In Hamburg entfaltete GOTTSCHE eine vielseitige Tätigkeit. Er hatte im Auftrage der Oberschulbehörde öffentliche Vorlesungen über Geologie und Mineralogie zu halten und veranstaltete mit seinen, aus den gebildeten Ständen der Stadt versammelten Zuhörern gern besuchte Ausflüge in die Umgegend. Als das Kolonialinstitut gegründet wurde, übernahm er auch dort das geologische Lehramt. Viel wurde er von der Kaufmannschaft um Auskünfte über Mineralien und Erze angegangen. Sein angeborener starker Sinn für das Reale und seine im Ausland gesammelten Erfahrungen machten ihn zu einem guten Praktiker auf diesem Gebiete. Er war ferner Berater der Behörden in der Frage der Grundwassererschließung, die nach dem Cholerajahr 1891 energisch in Angriff genommen

wurde, und der Senat zeichnete ihn für seine scharfsinnige, erfolgreiche Betätigung auf diesem Gebiete nach altem Brauch durch die Gabe von zehn Portugalösern aus. Endlich wirkte er an dem Hamburgischen Berggesetz mit, das durch den über Norddeutschland sich ausbreitenden Kalibergbau notwendig geworden war, und vertrat das Staatsinteresse bei den Bohrungen auf Hamburger Gebiet. Auch in den wissenschaftlichen Vereinen Hamburgs war er ein rühriges Mitglied, ausgezeichnet durch lebhafte, witzige Redeweise und vielseitiges Interesse. Manchen lehrreichen Vortrag hielt er an solcher Stätte, manchen auch in kaufmännischen Vereinen und bei anderen guten Gelegenheiten.

Zu rein wissenschaftlichen Arbeiten fand er, teils aus Mangel an Hilfskräften für seine ausgedehnte Berufsarbeit, teils aus andern Gründen, weniger Muße, als er selbst wünschte und die Mitwelt hätte wünschen können. Seine ausgezeichneten paläontologischen Fähigkeiten kamen verhältnismäßig wenig zur Geltung. Es gab in Schleswig-Holstein, das dem Fernstehenden geologisch arm erscheinen mag, manchen guten Stoff, und GOTTSCHE übernahm eine ansehnliche wissenschaftliche Tradition. ZIMMERMANN und WIEBEL, SEMPER und MEYN hatten als Heimatforscher vorgearbeitet. Vor allen MEYN, der Verfasser der geologischen Karte von Schleswig-Holstein, ein Volksmann im reichsten Sinne, ein überaus fruchtbarer Schriftsteller und wissenschaftlich gründlicher Forscher. GOTTSCHE, mit seinem sicheren Blick für das historisch Gegebene, knüpfte allenthalben an die Arbeit dieser Männer an. Er kannte jeden Fundort und besuchte sie alle immer aufs neue; er verstand es auch, überall im Lande Personen für seine Sammeltätigkeit zu interessieren und schuf sich eine Organisation von Helfern, die ihm im Laufe der Jahre ein außerordentlich reiches Material zubrachten und ihn von allen neuen Entdeckungen aufs schnellste benachrichtigten. Er betrachtete sich als den berufenen geologischen Hüter der Niederelbgegend und der beiden Herzogtümer und war es in der Tat Jahrzehnte hindurch. Insbesondere sammelte er mit unermüdlicher Beharrlichkeit die tertiären Faunen aus den Hamburger Bohrungen und aus allen Aufschlüssen in Nordwestdeutschland, die ihm irgend zugänglich waren. Dabei machte er manche wertvolle Entdeckung; so ist ihm namentlich die erste Kenntnis des Eocäns im deutschen Nordwesten zu verdanken, nämlich des Londontons in Hemmoor bei Stade, und noch zuletzt konnte er dort den Fachgenossen eine Neuigkeit vorführen: das grüne Flintkonglomerat an der Grenze zwischen Eocän und Senon.

Als in den neunziger Jahren vorigen Jahrhunderts die großen Endmoränenzüge als neues charakteristisches Glied der nord- und ostdeutschen Glaziallandschaft erforscht wurden, unterzog GOTTSCHE das Diluvium Schleswig-Holsteins einer gründlichen Gesamtuntersuchung und veröffentlichte zwei Studien, über die dortigen Endmoränen und über das marine Diluvium. Die neuen Hamburger Tiefbohrungen hatten seine Aufmerksamkeit auf diese Formation gelenkt, und sorgfältig, wie er stets zu Werke ging, wollte er gleich ganze Arbeit machen. Die Arbeit über die Endmoränen ist ein grundlegendes Werk von klassischer Gediegenheit, in dem jedes Wort seine Bedeutung hat. Wenn GOTTSCHE auch in Holstein einige markante Moränen, so vor allen die später von STRUCK beschriebene südliche Hauptmoräne, entgingen, so haben doch seine kritischen Definitionen und seine Feststellungen im Gelände bis auf diesen Tag nichts von ihrer Gültigkeit verloren. Von ebenso hohem Werte sind seine Mitteilungen über das marine Diluvium, namentlich über dessen Fauna. Nur ist es auch GOTTSCHE nicht gelungen, die schwierigen stratigraphischen Verhältnisse der zahlreichen zerstreuten Vorkommen einheitlich zu klären. Dazu mangelte ihm die sorgfältige Verfolgung der Formationsglieder an der Oberfläche, zu der er keine Neigung hatte, wie er denn auch die geologische Kartierung des Hamburgischen Gebietes andern überlassen hat. Wo er auf engem Gebiet zahlreiche Aufschlüsse vorfand, die auch durch ihren paläontologischen Inhalt sein Interesse reizten, da wußte er allerdings den Schichtenverband mit großem Scharfsinn zu deuten. Das beweisen seine kleinen Publikationen über das tiefste Diluvium von Hamburg (1897) und über den Untergrund Hamburgs (1901), durch die er die Existenz einer alten, außerordentlich tief liegenden Grundmoräne und eines reichhaltigen Interglazials bekannt gab, in der Absicht, die Theorie von der dreimaligen Vergletscherung Norddeutschlands zu unterstützen. Die Forschung wird sich mit diesen beiden bedeutungsvollen Veröffentlichungen noch ernstlich zu beschäftigen haben.

Die beharrliche Sammeltätigkeit GOTTSCHEs sollte nach seinem Plan dereinst in umfassenden paläontologischen Veröffentlichungen ihr Ziel finden. Dieser Absicht dienten auch seine zahlreichen und weiten Reisen in die klassischen Fundgegenden des europäischen Tertiärs, die Studien im Britischen Museum zu London und in den Heimatländern der nordischen Geschiebe. Der Tod hat diesen langgehegten Plänen die Erfüllung benommen. Wenig, aber gut ist das, was GOTTSCHE

unter der Zeit veröffentlicht hat: über die Fauna des Glimmertons von Langenfelde, des Reinbecker Gesteins, des Holsteiner Gesteins und einiges andere. Wer ihn näher kannte, weiß, welch eine Fülle von Kenntnissen leider mit ihm zu Grabe getragen ist. GOTTSCHE beherrschte die reiche Formenwelt der tertiären Conchylien mit erstaunlicher Gedächtniskraft und großer kritischer Sicherheit. Seinem scharfen Blick entging kein Merkmal, keine Variation, und in jedem Augenblick war ihm sein ganzes Wissen gegenwärtig. Seine Sachlichkeit war bewundernswert. Er besaß die seltene Geistesgewandtheit, den Linien der Natur durch alle Biegungen mit elastischer Aufmerksamkeit zu folgen, ohne je in die verlockenden, leichteren, aber nicht zielbeständigen Richtwege der Theorie abzuweichen. So hatte er auch einen scharfen Blick für die Fehler und Schwächen der Menschen und liebte es, sie mit raschem Witz zu treffen. Er war eine jener selbstsicheren, klaren und ausgeprägten Persönlichkeiten, denen ein überlegener Geist und stets gesammelte Kraft die Herrschaft über ihre Umgebung leicht — bisweilen verführerisch leicht machten. Sein Sarkasmus und gebieterischer Wille war bei manchen gefürchtet. Wen er schätzte, der konnte stolz darauf sein, denn er ließ sich weder täuschen, noch durch Sentiments beirren. Aber auch er hatte an seinem Schicksal zu tragen. Langwierige und ernste körperliche Leiden, die sein glänzender, beweglicher Geist doppelt schwer empfand, erfüllten ihn oft mit tiefem Unmut, der sich dann gewaltsam und bitter äußern konnte, wiewohl er zu stolz war, um zu klagen und seine Qualen zu verraten. Es war eine tragische Disharmonie zwischen Wollen und Vollbringen in ihm.

In guten Tagen aber leuchtete er von Lebenslust und fröhlicher Laune. Dann war es ein Genuß, von ihm geführt und belehrt zu werden und ihm nicht bloß als Forscher, sondern auch als Menschen näher zu kommen. GOTTSCHE war eine reiche und noble Natur. Er strebte immer nach Universalität des Lebens und der Bildung. Gern suchte er geistige Erfrischung in der Lektüre unserer großen Dichter und im Genuß der Kunst. Besonders fein und lebhaft war sein Farbensinn. Die Erscheinung eines leuchtend rot gekleideten Kindes, das über den freien Platz vor seinem Institut ging, konnte ihn in Entzücken versetzen. In seinem Äußern hielt er sich ganz als Hamburger, sorgfältig, gediegen und mit jener vornehmen Selbstbeschränkung, die dem altrepublikanischen Stolze entspringt. Aber in der dunklen Farbe seines Haares und dem lebhaften Glanz seines Auges verriet

sich doch auch äußerlich noch die slawische Blutsbeimischung der von Vatersstamm aus Schlesien abkünftigen Familie.

Er war ein ganzer Mann, eine fest gefügte Persönlichkeit, unvergeßlich denen, die mit ihm gelebt haben! Sein Name wird in der Geologie seiner Heimat lange mit Ehren genannt werden.

Verzeichnis der Veröffentlichungen von C. C. GOTTSCHE.

(Z. g. G. = Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft.
V. n. U. = Verhandl. d. Vereins f. naturwiss. Unterhaltung z. Hamburg.
g. G. H. = Mitteilungen d. geograph. Gesellsch. in Hamburg.
n. V. H. = Verhandlungen d. naturwissenschaftl. Vereins in Hamburg.)

Erscheinungsjahr

1875: Über Juraversteinerungen in der argentinischen Republik. Z. g. G., Bd. **29**, 1875.

1875: Über ein Tertiärgeschiebe von Eimsbüttel bei Hamburg. Ebenda.

1876: Notiz über den miocänen Glimmerton unter dem Heiligengeistfelde. V. n. U, Bd. II, 1875.

1876: Über die Fauna der Juraschichten am Passe Espinazito in der argentinischen Republik. Z. g. G., Bd. **30**, 1876.

1876: F. WIBEL und C. GOTTSCHE: Skizzen und Beiträge zur Geognosie Hamburgs und seiner Umgebung. Hamburg in naturhistor. u. medizin. Beziehung. Festgabe zur 49. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte, Hamburg 1876.

1876: Das Kreidevorkommen von Lägerdorf bei Itzehoe. Tagbl. Vers. deutscher Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1876.

1878: Über jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik II, Paläontologischer Teil, Heft 2. Palaeontographica, Suppl. III, Lief. II, H. 2, 1878.

1878: Über das Miocän von Reinbeck und seine Molluskenfauna. V. n. U., Bd. III, 1876.

1879: Notiz über einen neuen Fund von Ovibos. V. n. U., Bd. IV, 1877.

1881: Geschiebe aus Dänemark und Südschweden. Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein 1881.

1882: Die Juraformation in Japan. Mitteil. d. dtschn. Gesellsch. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens. Tokio.

1882: Der Bau des Fuji Yama. Ebenda.

1883: Die Devonformation auf Formosa. Ebenda.

1883: On the volcanoes of Japan. Am. Science 1883.

1883: Sketch of the Geology of Japan. Ebenda.

1883: Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. Yokohama 1883.

1884: Über japanisches Carbon. Z. g. G., Bd. **36**, 1884.

1884: Auffindung cambrischer Schichten in Korea. Ebenda.

1885: Über die Wirbeltierfauna des miocänen Glimmertons von Langenfelde. Z. g. G., Bd. **37**, 1885.

1885: Über ein Dolomitgeschiebe von Schönkirchen. Z. g. G., Bd. **37**, 1885.

1885: Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Ebenda.

1886: Geologische Skizze von Korea. Sitzungsberichte d. Kgl. preuß. Ak. d. Wissensch. 1886.

1886: Über *Pentremites robustus* und *P. cervinus* aus dem Carbon von Chester, Ill. Z. g. G., Bd. **38**, 1886.

1886: Über die diluviale Verbreitung tertiärer Geschiebe. Z. g. G., Bd. **38**, 1886.

1886: Über die Fauna der Paludinenbank von Tivoli. Ebenda.

1886: Über devonische Geschiebe von Rixdorf. Ebenda.

1886: Über Septarienton von Lübeck. Ebenda.

1886: Über *Lithoglyphus naticoides* Fér. aus dem unteren Diluvium von Berlin. Sitzungs-Ber. d. Ges. naturf. Freunde z. Berlin, Nr. 5, 1886.

1886: Land und Leute in Korea. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1886.

1886: Über den Bau der Cystideen. Sitzungsber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde in Berlin 1886.

1887: Über das Mitteloligocän von Itzehoe. Sitzungs-Ber. d. Kgl. preuß. Ak. d. Wissensch. 1887.

1887: Über die Molluskenfauna des Mitteloligocäns von Itzehoe. Z. g. G., Bd. **39**, 1887.

1887: Über die obere Kreide von Umtanfuna (Süd-Natal). Z. g. G., Bd. **39**, 1887.

1887: Über ein Geschiebe mit *Eurypterus Fischeri* Eichw. Ebenda.

1887: Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteins. Abhandl. aus dem Gebiet der Naturwissenschaften, herausgeg. vom naturwiss. Verein, Hamburg 1887.

1887: Über das Vorkommen der Auster zu Tarbeck. Ebenda.

1887: Über zerbrochene und wieder gekittete Geschiebe von Schobüll bei Husum. Z. g. G., Bd. **39**, 1887.

1889: Die japanischen Frauen. g. G. H., 1889–90, H. 1.

1889: Der Mineralreichtum in Korea. Jena 1889.

1889: Kreide und Tertiär bei Hemmoor in Nordhannover. Jahrb. d. Hamb. wissenschaftl. Anstalten, Bd. **6**, 1889.

1893: Oberer Gault bei Lüneburg. Jahreshefte d. naturwiss. Ver. f. d. Fürstentum Lüneburg, Bd. **12** (1890–92).

1894: Das marine Diluvium von Schleswig-Holstein. Z. g. G., Bd. **46**, 1894.

1897: Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Vorläufige Mitteilung. g. G. H., Bd. **13**.

1897: Hamburgs Bedeutung als Einfuhrhafen von Rohstoffen für die chemische Industrie. Zeitschr. f. angewandte Chemie 1897, H. 15.

1897/98: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. I. Die Endmoränen. g. G. H., Bd. **13**, 1897. II. Das marine Diluvium. g. G. H., Bd. **14**, 1898.

1901: Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwiss. u. medizin. Beziehung. Festschr. z. 73. Versamml. deutscher Naturforscher u. Ärzte, Hamburg 1901.

1901: Über die lebenden Arten von *Pleurotomaria* und über *Prestwichia rotundata* (Vortrag.)*) n. V. H. 1900, III. Folge VIII.

1901: Die marine Diluvialfauna von Billwärder. (Vortrag.) n. V. H. 1900, III. Folge VIII.

1902: F. WIBEL, Nachruf. Zeitschr. f. angewandte Chemie 1902, H. 29.

1902: Über die Kohlenvorräte der Kulturstaaten. (Vortrag.) n. V. H. 1901, III. Folge IX.

1902: Der Staubfall vom 11. März. (Vortrag.) Ebenda.

1902: Nochmals der Staubfall vom 11. März. (Vortrag.) Ebenda.

1902: Neue Meteoriten des Hamburger Museums. (Vortrag.) Ebenda.

1902: ROBERT HARTIG, Nachruf. Ebenda.

1902: Ein Stück Bernstein, angeblich in der Hamburger Elbmarsch gefunden. (Vortrag.) Ebenda.

1902: Das Kreidevorkommen von Pahlhude. Ebenda.

1903: Prof. Dr. FERDINAND WIBEL, Nachruf. n. V. H. 1902, III. Folge X.

1904: Über den Tapes-Sand von Steensigmoos. Z. g. G., Bd. **56**, 1904.

1907: Meteoreisen von Gibeon. (Vortrag.) n. V. H. 1906, III. Folge XIV.

1907: Neues aus der Kreide. (Vortrag.) Ebenda.

1907: Nachruf für Prof. Dr. EMIL COHEN (Greifswald). Ebenda.

1908: Über die Dronte. (Vortrag.) n. V. H. 1907, III. Folge XV.

1908: Über das Meteoreisen von Gibeon. (Vortrag.) Ebenda.

1908: Über die jüngeren Tertiärschichten Englands. (Vortrag.) Ebenda.

1908: (mit A. REGENSBURGER.) Die Literatur über Ostasien in Hamburg.

1908: Nachruf für Herrn OTTO SEMPER. Ebenda.

1909: DARWIN als Geologe. n. V. H. 1908, III. Folge XVI.

---

*) Die Vorträge sind hier nur angeführt, um GOTTSCHES rege Betätigung in dieser Hinsicht zu charakterisieren. Die Referate darüber in den n. V. H. stammen nicht von ihm selbst, rechnen also, streng genommen, nicht zu seinen Veröffentlichungen.

40. Nochmals über Agnostus pisiformis L.

Von Herrn C. Mordziol.

Mainz, den 16. September 1909.

Es ist mit großer Freude zu begrüßen, daß Herr Jaekel, veranlaßt durch meine Notiz über *Agnostus pisiformis* L., die Veröffentlichung einer umfangreichen Studie über die Agnostiden unternommen hat[1]). Um so eher besteht jetzt die Hoffnung, die gänzlich falsche Abbildung des *Agnostus pisiformis* L. nach Angelin allmählich aus unseren Lehrbüchern verschwinden zu sehen.

In einem Punkte scheint mich jedoch Herr Jaekel mißverstanden zu haben; er schreibt nämlich: „Herr Mordziol weist darauf hin, daß in unseren Lehrbüchern der Paläontologie und Geologie fast allgemein eine unrichtige Abbildung von *Agnostus pisiformis* durch Angelin Eingang gefunden habe, während schon lange vorher richtige Abbildungen dieser Form durch Hawle und Corda gegeben seien. Mordziol kopiert eine dieser Figuren mit dem Wunsche, daß diese nun an die Stelle der bisher verbreiteten Darstellung treten solle." Ich glaube nicht, daß man aus meiner Notiz[2]) entnehmen kann, daß ich diesen Wunsch gehabt hätte. Der Charakter meiner Notiz ist, wie man ohne weiteres sieht, ein historischer. Der Grund, warum ich die Abbildung von Hawle und Corda kopierte, war folgender: Dem Leser sollte die ältere Abbildung unmittelbar zugänglich gemacht werden, um sie zusammen mit der in den Lehrbüchern zu findenden Angelinschen Darstellung mit einem Gesteinsstück mit *Agnostus pisiformis* vergleichen zu können. Daraus sollte er ersehen, daß die ältere Abbildung „verhältnismäßig" richtiger, ja „verhältnismäßig recht gut" dargestellt ist gegenüber der ganz unmöglichen Abbildung Angelins. Aus diesem Grunde hätte — historisch gesprochen — „diese, wenn auch nur annähernd richtige Darstellung eines vollständigen Exemplares von *Agnostus pisiformis* bei weitem mehr verdient, allgemeine Anerkennung zu finden, als die falsche, einige Jahre später erschienene Abbildung von Angelin".

---

[1]) Jaekel: Über die Agnostiden. Diese Zeitschr. **61**, H. 3, Berlin 1909, S. 380 ff.

[2]) Über *Agnostus pisiformis* L. Zentralbl. f. Min. 1908, Nr 17.

Daß die HAWLE-CORDAsche Figur aber nur „verhältnismäßig“ (in bezug auf die ANGELINsche) richtig ist, habe ich in meiner Notiz an drei Stellen betont. Außerdem mache ich ja auch auf die Fehler der HAWLE-CORDAschen Figur aufmerksam und weise auf Stellen hin, wo sachlich richtige Abbildungen zu finden sind.

Damit glaubte ich genügend zum Ausdruck gebracht zu haben, daß die HAWLE-CORDAsche Figur sachlich nur annähernd richtig ist, und daraus ist auch wohl zu entnehmen, daß ich nicht die Absicht hatte, eine „nur annähernd richtige“ Darstellung für unsere Lehrbücher zu empfehlen. Zweck meiner Mitteilung war eben nur der, zu zeigen, daß die ein halbes Jahrhundert hindurch immer wieder reproduzierte Abbildung des *Agnostus pisiformis* falsch ist. Keinesfalls hatte ich aber den Wunsch, die HAWLE-CORDAsche Figur an ihre Stelle zu setzen. Ich stimme daher vollständig mit Herrn JAEKEL überein, wenn er davor warnt, diese Figur nunmehr in unsere Lehrbücher aufzunehmen.

---

41. Nochmals über die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme.

Von Herrn HANS MENZEL.

Berlin, den 23. September 1909.

Eine Veröffentlichung von RUDOLF STRASSER in Heidelberg („Über Buntsandsteinplatten aus Heidelberg mit zwei Systemen von Wellenfurchen und Regentropfeneindrücken“ in dem Bericht über die 42. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins am 14. April 1909 zu Heidelberg, S. 124 bis 128) veranlaßt mich, noch einmal auf die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme zurückzukommen.

DAMMER hatte (diese Zeitschr. 61, 1909, Monatsber. 2, S. *66* f.) die Ansicht ausgesprochen, daß die Entstehung der beiden Wellensysteme zeitlich verschieden sei. In der Diskussion hatte ich selbst, gestützt auf Beobachtungen an der Ostsee, und später auch SCHUCHT auf Grund von Beobachtungen an der Nordsee im Wattenmeer (ebenda, Nr 4, S. *217* f.) geäußert, daß eine und dieselbe Welle die Erscheinung der doppelten Wellensysteme hervorrufen könne.

Auf Grund von neueren Funden bei Neckargemünd tritt nun STRASSER der Anschauung von SCHUCHT und mir entgegen und sucht die DAMMERsche Annahme getrennter Entstehungszeiten, allerdings etwas modifiziert, wieder zu stützen. Als Beweis führt er folgendes an: Die bei Neckargemünd (von wo schon ANDREAE vor mehr als 10 Jahren Sandsteinplatten mit sich kreuzenden Wellenfurchen erwähnt hatte) gefundenen Stücke zeigen außer einem System von großen flachen, langgestreckten Wellen und einem annähernd senkrecht dazu gerichteten zweiten System kurzer scharfkantiger Wellen eine große Zahl eigentümlicher runder Eindrücke, die besonders auf den Wellenbergen der großen Wellen gut erhalten, auf den kleinen Wellen zwar auch vorhanden sind, aber undeutlich und mehr oder weniger verwischt erscheinen. Diese Eindrücke deutet STRASSER als Regentropfeneindrücke und, wie mir scheint, mit vollem Recht. Aus der guten Erhaltung der Eindrücke auf den großen Wellenbergen und ihrer mehr oder weniger großen Undeutlichkeit auf den kurzen Wellenkämmen schließt er nun, daß sich zuerst die großen Wellenberge vielleicht als Windfurchen gebildet haben, daß dann der Regen auf der ganzen Oberfläche die Eindrücke geschaffen hat, und daß schließlich Wasser, das in die Täler der ersten Wellen eindrang, vom Sturm gepeitscht die kleinen Wellenkämme erzeugt und gleichzeitig die Regentropfeneindrücke mehr oder weniger verwischt hat.

Was zuerst die Entstehung der großen Wellenzüge als Windfurchen betrifft, so ist mir die Entstehung langer, ziemlich gerader Wellen, wie sie die DAMMERschen Platten und auch die von Neckargemünd zeigen, durch Wind nicht sehr wahrscheinlich. Die Entstehung von Wellenfurchen durch Wind kann man in Norddeutschland, insbesondere in der Berliner Gegend, massenhaft beobachten; aber fast nie habe ich längere, gerade Wellen auf diese Weise entstehen sehen, sondern meist zeigen die Windfurchen den eigentümlichen Zickzackverlauf, wie ihn auch die Abbildung Fig. 2 bei STRASSER vom Truppenübungsplatz Hagenau (a. a. O. S. 125) deutlich zu erkennen gibt, und der dadurch zustande kommt, daß größere und kleinere, in der Windrichtung konvexe Bogen sich aneinanderreihen. Lange, gleichmäßig verlaufende Wellenkämme, wie es die fossilen sind, sah ich nur durch Wasserwellen am leicht ansteigenden Strande entstehen.

Die Erklärung der Entstehungsweise der kurzen Wellen dadurch, daß in die Wellentäler der langen Wellen nachträglich Wasser eingetreten ist, das, „vom Wind gepeitscht,

stehende Wellen gebildet“ und so die kurzen Sandkämme erzeugt hätte, erscheint etwas künstlich. Denn einmal hätte das eintretende Wasser nur eben die Wellentäler der langen Sandkämme erfüllen, aber die Kämme nicht bedecken dürfen, denn sonst hätte es die langen Wellen wieder zerstören müssen; zum anderen mußte aber der Wind, der das Wasser „peitschte“ und die stehenden Wellen erzeugte, immer ungefähr senkrecht zu dem Winde wehen, der die langen Wellen aufgehäuft hatte. Das kann man sich wohl für vereinzelte Ausnahmefälle vorstellen. Aber die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme scheint eine ganz allgemein verbreitete Erscheinung zu sein, auf die allerdings bisher noch wenig geachtet worden ist, die aber insbesondere an unseren heutigen flachen, sandig-tonigen Meeresküsten in zahllosen Fällen beobachtet werden kann und auch in älteren geologischen Formationen immer da aufgetreten ist und auftreten mußte, wo die Verhältnisse ähnlich lagen, d. h. wo ein flacher, sandig-toniger Strand vorhanden war.

Die Beobachtung zeigt nun, daß heutigentags die Entstehung doppelter Wellenfurchensysteme in zahlreichen Fällen gleichzeitig in der von SCHUCHT und mir beschriebenen Weise stattfindet. Ich glaube dasselbe auch für ältere Formationen, insbesondere für die Buntsandsteinzeit, annehmen zu müssen trotz des anscheinend recht überzeugenden Gegenbeweises von STRASSER. Die Eindrücke der Regentropfen, meint STRASSER, sind nach Entstehung der langen Wellen entstanden und bei Bildung der kurzen Sandkämme teilweise verwischt. Nach meinen Beobachtungen spricht nichts dagegen, daß die Regentropfeneindrücke sich erst nach Entstehung beider Wellenfurchensysteme gebildet haben. Wenn sie auf den langen Kämmen deutlich und gut sichtbar, auf den kurzen Kämmen weniger deutlich und z. T. verwischt und in den Tälern gar nicht sichtbar sind, so rührt das meiner Ansicht nach von der Verschiedenartigkeit des Gesteins her, das die Kämme und Täler bildet. Die hohen, breiten und langen Kämme bestehen durchschnittlich aus dem gröbsten Materiale, aus dem Strandsande. Die feinen, tonigen Teile sind von ihnen abgespült und vom Wasser mit in die dazwischenliegenden Täler geschlämmt. Auf den kurzen Wellenkämmen kommt auch noch z. T. der Sand zum Vorschein, aber ihre Hänge sind schon mit feinkörnigerem Schlamm bekleidet, dessen Hauptmasse sich natürlich in den Tälern ablagert. In diesen bleibt teilweise auch noch Wasser zurück, da der Schlamm das Einsickern verhindert. Wenn nun auf eine solche Strandlandschaft mit doppeltem Wellenfurchensystem

Regen fällt, so muß das Bild entstehen, wie es Fig. 1 in dem Aufsatz von STRASSER zeigt. Die Tropfen erzeugen auf den breiten sandigen Kämmen der langen Wellen tiefe und deutliche Eindrücke, indem hier beim Aufschlagen eine Vertiefung entsteht, der Tropfen aber sofort in den Untergrund versickert. Ähnliche, aber weniger deutliche Eindrücke entstehen noch auf den höchsten sandigen Kämmen der kurzen Wellen. Wo aber diese und die Hänge schon eine feinkörnigere Schlammschicht deckt, da entsteht einmal nicht ein so regelmäßiger Eindruck, und zum anderen dringt das Wasser auch nicht mehr sofort in den Untergrund ein, sondern fließt ab und verwischt den etwa entstandenen Eindruck mehr oder weniger. In den Tälern selbst aber entsteht überhaupt kein Eindruck.

---

42. Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im Anschluß an die Hauptversammlung in Hamburg im September 1909.

Von den Herren C. GAGEL, J. STOLLER und W. WOLFF in Berlin.

I. Bericht über die von den Herren R. STRUCK, C. GAGEL und C. GOTTSCHE geleiteten Exkursionen vor, während und nach der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg mit Bemerkungen über die neuen Funde bei Lüneburg und Hemmoor und das Interglazial von Lauenburg.

Von Herrn CURT GAGEL.

Die Exkursionen begannen am Sonntag, den 12. September in Lübeck, nachdem dort vormittags Herr Prof. Dr. STRUCK und Verfasser zwei kurze Übersichten über den Aufbau des Gebietes um Lübeck und der Gegend zwischen Lübeck und Lauenburg gegeben hatten.

Herr STRUCK legte dar, wie Lübeck mitten in der Lübischen Mulde, in dem Staubecken gelegen ist, das sich durch die Schmelzwasser der „großen“ (nördlichen), Baltischen End-

moräne zwischen dieser und der südlich vorliegenden, hoch gelegenen Grundmoränenlandschaft der **südlichen** Baltischen Hauptendmoräne gebildet hat und mit den Absätzen dieser Schmelzwässer — Staubeckensande, Beckentone — aufgefüllt ist; Herr STRUCK betonte ferner, daß sich in der obersten Schicht dieser Staubeckensande am Rande des Beckens und unter darüberliegenden groben Kiesen Reste einer glazialen Süßwasserfauna[1]) finden, die mit dem Dryaston parallelisiert werden. Verfasser legte die Manuskriptzeichnung zu der Übersichtskarte des Gebiets zwischen Lübeck und Lauenburg (168. Lieferung der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten) vor und erläuterte den Bau des Gebietes: südliche Baltische Hauptendmoräne mit ihren 3 Staffeln, rückliegender Grundmoränenlandschaft, vorliegendem großen Sandr (mit Schmelzwassertälern), aus dem sich ein etwas älteres Diluvialplateau erhebt, welches im Süden von der südlichen Baltischen Außenmoräne begrenzt wird. Diese südliche Baltische Außenmoräne stößt schon direkt an das Elbtal bzw. das große Urstromtal. Verfasser betonte ferner, daß die Untertrave nicht, wie FRIEDRICH behauptet, ein ertrunkenes, postglaziales Flußtal aus der Zeit der hypothetischen *Ancylus*-hebung sein könne, sondern offensichtlich ein glazialer bzw. subglazialer Schmelzwasserabfluß der „großen" (nördlichen) Baltischen Endmoräne sei, da sie ein ganz unregelmäßiges Längsprofil mit „Schwellen" habe und ihre Tiefenlage unter Ostseespiegel (— 12 bis — 18 m) den ausstrudelnden bzw. auskolkenden Schmelzwassern der Endmoräne verdanke, ebenso wie der von keinem Fluß durchzogene Hemmelsdorfer See (— 32 m), Ratzeburger See (— 17 m), Schaalsee (— 35 m), Lütauer See (— 3 m). Sodann führte Herr STRUCK die Exkursion nach der Oldenburgischen Sandgrube bei der Herrenbrücke, um die Lagerungsverhältnisse der spätglazialen Fauna zu zeigen. Verfasser machte darauf aufmerksam, daß die über dieser spätglazialen Fauna liegenden Kiese nicht etwa den Sandr der nördlichen „großen" Endmoräne bildeten, sondern nach ihren Oberflächenformen zur Endmoräne

---

[1]) R. STRUCK: Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900, S. 208.

P. FRIEDRICH: Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitt. d. geogr. Gesellsch. zu Lübeck 1905, Heft 20.

R. STRUCK: Der Verlauf der nördlichen und südlichen Hauptmoräne in der weiteren Umgebung Lübecks. Mitt. d. geogr. Gesellsch. zu Lübeck, 2. Reihe, Heft 16, 1902.

selbst gehörten; Sandr mit derartigen Oberflächenformen wären nicht bekannt. Sodann ging die Exkursion die Untertrave hinunter durch die „große“ Endmoräne nach Travemünde, wo Herr Prof. Dr. FRIEDRICH die Proben einer Bohrung auf dem Priwall zeigte, die eben ausgeführt wurde und Litorinabildungen über Süßwasserablagerungen (Torf) ergeben hatte; diese Süßwasserablagerungen liegen 24 m unter Ostseespiegel und sollen so die Erosion der Untertrave während der Ancylushebung und die Litorinasenkung beweisen.

Darauf wurde eine Wanderung längs des Brodtener Ufers unternommen und die Lagerungsverhältnisse und die Zusammensetzung der hier sehr mächtigen Oberen Grundmoräne mit den „steinfreien“ (richtiger steinarmen) Tonen, Sandeinlagerungen usw. gezeigt.

Am Montag, den 13. September ging die Exkursion unter Führung des Verfassers von Lübeck durch die Lübische Ebene über das Geschiebemergelplateau und am Rande der Terrassen des Ratzeburger Sees nach Bahnhof Ratzeburg, von da nach dem sehr schönen Trockental bei Einhaus, das, scheinbar ganz unmotiviert in der Grundmoränenlandschaft einsetzend, beweist, daß hier die 3. Staffel der südlichen Baltischen Hauptendmoräne gelegen hat, deren Schmelzwasser dieses jetzige Trockental ausgefurcht haben.

Es wurde sodann am Rande dieses Trockentales in einer Kiesgrube stark verwittertes, eisenschüssiges Älteres Diluvium gezeigt, das von unverwitterten, kalkhaltigen, große Geschiebe führenden, jungdiluvialen Sanden überlagert wird. Die altdiluvialen verwitterten Sande sind Analoga der nicht weit davon im Bahneinschnitt vor Jahren sichtbar gewesenen, noch sehr viel stärker zersetzten und ferrittisierten (interglazial verwitterten) Sande und Kiese, die im Bahneinschnitt außer von kalkhaltigen, jungdiluvialen Vorschüttungssanden auch noch von mehr als 5 m frischem, blaugrauem Oberen Geschiebemergel bedeckt sind[1]).

Sodann wurden die prachtvollen Terrassen am Ratzeburger See gezeigt, z. T. Aufschüttungs-, z. T. Abrasionsterrassen, die in der Höhe der Trockentäler liegen und so ohne weiteres den Aufstau des spätglazialen Sees bis zur Höhe dieser Abflußrinnen beweisen.

---

[1]) C. GAGEL: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg — Mölln. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1903, XXIV, S. 61 ff. — Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 140, Blatt Ratzeburg und Mölln.

Sodann ging die Exkursion im Osten des Küchensees durch die 3. Endmoränenstaffel nach der 2. Staffel; es wurde am Schmilauer Voßberg das wunderschöne, modellartige, kleine Moränen-Amphitheater mit Zungenbecken (ausgefüllt von oberer Grundmoräne) und vorliegendem tischplatten Sandr gezeigt, der sich trichterförmig in das zweite Trockental, den Wensöhlengrund, zusammenzieht; dann ging die Exkursion durch diesen Wensöhlengrund auf die erste Endmoränenstaffel bei Mölln, wo am Hanseaten-Denkmal und See-Pavillon die sehr schönen, unregelmäßigen Aufschüttungsformen der sandig ausgebildeten Endmoräne (mehr als 40 m jungdiluviale Aufschüttung mit steilwandigen, abflußlosen Hohlformen) gezeigt wurden, und die Rinnenseenkette, den Schmelzwasserabfluß dieser ersten Endmoräne nach Süden.

Am Möllner See wurde dann noch das 3. der großen glazialen Abflußtäler, das Stecknitztal, mit seinen schönen Terrassen gezeigt und sodann die Fahrt durch das südliche Delvenau- (fälschlich Stecknitz-) -Tal quer durch den großen Sandr nach Lauenburg angetreten. Bei Lauenburg wurden zuerst in der STÖHLKEschen Ziegelei die Cardienschichten (Interglazial) besichtigt, die augenblicklich wieder einmal nur in völlig fossilfreien Partien aufgeschlossen sind (vor zwei Jahren zeigten sie massenhafte, nesterweise zusammenliegende, doppelschalige Cardien; augenblicklich sind sie fossilführend nur bei Boizenburg zu sehen, wo sie von eigentümlichen, interglazial völlig entkalkten Diluvialkiesen überlagert werden). Sodann wurden in der BRANDT und ANCKERschen Ziegelei dieselben Cardienschichten und die älteren Interglazialschichten: *Mytilus*-Ton, Anadontenmergel, Diatomeenpelit, Torf, Lauenburger Ton[1]), besichtigt, die augenblicklich z. T. ebenfalls nicht gut aufgeschlossen sind, aber jedenfalls die ungemein starken Schichtenstörungen, Faltungen, Überkippungen usw. des ganzen Komplexes zeigten.

Dasselbe zeigten die Aufschlüsse in der BASEDOWschen Ziegelei, die außerdem die von der Talseite von Norden her an diese Interglazialschichten steil diskordant angelagerten groben Kiese und den diskordant angelagerten Oberen Geschiebemergel beobachten ließen; der den schwarzen Lauenburger Ton unterlagernde Geschiebemergel ist augenblicklich ebenfalls nicht sichtbar.

Sodann ging die Exkursion über die Höhe des Hasen-

---

[1]) Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 108, Blatt Lauenburg.

berges, wo die Endmoränennatur dieses z. T. aus groben Kiesen aufgebauten Höhenzuges (= südliche baltische Außenmoräne), dessen innerer Aufbau mit den außerordentlichen Schichtenstörungen soeben beobachtet war, dargelegt und die mächtige, hoch emporragende, jenseits des breiten Delvenautales gelegene Fortsetzung dieser Endmoräne (Gr.-Bengerstorfer Forst) gezeigt wurde.

Es wurde dabei betont, daß der z. T. die Oberfläche dieser Endmoräne bedeckende Geschiebemergel, der von G. MÜLLER als Unterer Geschiebemergel dm_1 dargestellt ist, nach dieser seiner Lage zu dieser jungen Endmoräne, und weil er **anscheinend** lückenlos an den von Norden her von der südlichen Baltischen Hauptendmoräne verfolgten Oberen Geschiebemergel anstößt, als Oberer Geschiebemergel aufzufassen sein müßte und auch sicher als Oberer Geschiebemergel widerspruchslos aufgefaßt werden würde, wenn er nicht nach der MÜLLERschen, sicher sehr sorgfältigen Kartierung unter das bekannte „interglaziale“ Torflager im Kuhgrund sich hinunterzöge[1]), das offensichtlich in einem kleinen, aus dieser eben gezeigten Endmoräne des Hasenberges herauskommenden Hochtal liegt und von den geschiebeführenden Talsanden der Schmelzwasser dieser südlichen Außenmoräne überlagert wird. Dabei ist aber zu bemerken, daß erstens sämtliche Schichten dieser Endmoräne auf das äußerste gestört sind, wie soeben gezeigt war, daß bei Krüzen in dem Fördereinschnitt der Ziegeleigrube Oberer und Unterer Geschiebemergel unter fast völliger Ausquetschung des sonst so mächtigen interglazialen Schichtenkomplexes bis auf $2^1/_2$ m übereinanderkommen, daß also die Möglichkeit nicht von der Hand gewiesen werden kann, daß diese beiden Geschiebemergel stellenweise völlig zusammenstoßen und verschmelzen, was bei dem Fehlen jeglicher Aufschlüsse nicht erkannt werden könnte, so daß dann der Obere Geschiebemergel unmerklich und untrennbar in den Unteren überginge. Betont muß aber dabei werden, daß für diese theoretische Möglichkeit keinerlei weitere Beweise vorliegen, und daß der Geschiebemergel zwischen Krüzen und Lauenburg, soweit er sichtbar und aufgeschlossen ist, überall **völlig** frisch, sehr kalkreich (kreidereich) und mit sehr geringer Verwitterungsrinde bedeckt ist, was unbedingt ebenfalls für sein einheitliches oberdiluviales Alter spricht.

---

[1]) Nach MÜLLERS Auffassung auch unter das Interglazial von Krüzen, dessen Schwarze Tone MÜLLER deshalb als „aufgearbeiteten“ Lauenburger Ton betrachtet wissen wollte.

Betont muß ferner werden, daß zwischen den eben gesehenen Interglazialaufschlüssen im Osten von Lauenburg und dem Kuhgrund mit dem „interglazialen“ Torflager die Stadt Lauenburg liegt, deren Gelände intensiv bebaut und eigentlich der direkten Beobachtung nie zugänglich ist, so daß man nicht sicher sagen kann, wie die dort durchkonstruierten Schichten (die nach geringen, zufälligen Aufschlüssen, Quellenaustritt usw. konstruiert sind und werden mußten) tatsächlich zusammenhängen. Verfasser beobachtete vor einigen Jahren ganz zufällig, daß im Gebiet der Stadt Lauenburg sicher eine Geschiebemergelbank vorhanden ist, die auf der Karte fehlt, weil sie zur Zeit der Kartenaufnahme nicht beobachtet werden konnte. Es muß also mit der — sehr wahrscheinlichen — Möglichkeit gerechnet werden, daß zwischen dem oberflächenbildenden Geschiebemergel des Hasenberges und dem Interglazial im Osten von Lauenburg noch Schichtenkomplexe liegen bzw. gelegen haben, die in den sichtbaren Aufschlüssen in der BRANDT und ANCKERschen bzw. BASEDOWschen Ziegelei fehlen (durch späteres Eis zerstört und aufgearbeitet sind) und im Gebiete der Stadt Lauenburg nicht gut zu beobachten sind, und daß die MÜLLERsche Konstruktion, die den unter dem Kuhgrundtorf liegenden Geschiebemergel mit dem oberflächenbildenden Geschiebemergel am Hasenberg zusammenzieht, mangels ungenügender Aufschlüsse bei den sehr gestörten Lagerungsverhältnissen (Verwerfungen, Überkippungen usw.) nicht richtig und zutreffend gewesen ist. Für diese Möglichkeit spricht erstens das schon erwähnte, auf der Karte nicht verzeichnete Vorkommen einer neuen Geschiebemergelbank in der Stadt Lauenburg, ferner die Tatsache, daß dicht beim Kuhgrund bei Schnackenburg von MÜLLER Torfe gefunden sind, die dem Kuhgrundtorf entsprechen, aber nicht von geschiebeführendem Talsand, sondern von Geschiebepackung, also einem direkten Moränenabsatz, überlagert werden, endlich und vor allem der phytopaläontologische Beweis, daß der Kuhgrundtorf durchaus keine arktischen, sondern gemäßigte Pflanzen führt bzw. solche, die etwas wärmeres Klima, als augenblicklich vorhanden ist, erfordern, darunter die *Brasenia purpurea*[1]), und daß es schwer denkbar ist und allen unseren bisherigen Vorstellungen widerspricht, wie dieses Torflager auf den untersten Lagen des Oberen Geschiebemergel un-

---

[1]) J. STOLLER: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* in Europa. Jahrb. Kgl. Preuß. Landesanst. 1908, XXIX, S. 62—93.

mittelbar vor der Endmoräne, also vor dem Eisrande, sich gebildet haben soll, daß also immer mit der Möglichkeit bzw. Wahrscheinlichkeit gerechnet werden muß, daß dieser Kuhgrundtorf tatsächlich interglazial ist (auf einem älteren Geschiebemergel liegt), und daß nur über ihm im allgemeinen keine oberdiluviale Moräne mehr, sondern nur jungglazialer Geschiebesand abgelagert ist. Es steht also hier das Ergebnis der sicher sehr sorgfältigen, aber aus den oben erwähnten Gründen vielleicht nicht unbedingt zuverlässigen Kartierung in einem vorläufig unlöslichen Widerspruch mit dem phytopaläontologischen Ergebnis der Untersuchung des Kuhgrundtorfes, und wenn man den phytopaläontologischen Beweis für zwingend hält, muß man einen Irrtum in der Karte annehmen. Hält man aber das Ergebnis der Kartierung und den anscheinend lückenlosen Zusammenhang von Oberem Geschiebemergel im Norden mit MÜLLERs „Unterem" Geschiebemergel für einwandfrei und erwiesen, so müssen wir danach alle unsere Vorstellungen über die interglaziale Flora und ihre Existenzbedingungen wesentlich ändern und uns mit dem Gedanken vertraut machen, daß auch dicht am Eisrande eine gemäßigte bzw. warme Flora gedeihen konnte.

Die Übereinstimmung des Interglazials im Osten von Lauenburg (BRANDT und ANCKERs Ziegelei) mit dem von WOLFF bei Hummelsbüttel beschriebenen letzten Interglazial ist keine sehr große; bei Lauenburg liegen nicht Austernschichten mit *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Litorina litorea*, *Mytilus edulis* und *Balanus*, sondern reine Cardienschichten, und zwar über dem Torf bzw. den Süßwasserschichten, nicht wie bei Glinde-Ütersen und Hummelsbüttel unter Torf, und die schwarzen („Lauenburger") Tone, die offenbar durch Umlagerung älterer, aufgearbeiteter Tertiärschichten entstanden sind, brauchen kein einheitlicher Horizont zu sein, sondern können sich in sehr verschiedenen Horizonten gebildet haben.

Am Dienstag führte Verfasser sodann die Exkursion durch die Aufschlüsse bei Lüneburg. In der kurzen Zeit seit dem Abschluß von der Arbeit des Verfassers: „Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg" [1]), haben sich schon wieder wesentliche Fortschritte unserer Kenntnisse durch neue Aufschlüsse verzeichnen lassen.

Zuerst wurde der PIEPERsche neue Bruch südlich der Saline besichtigt, wo die Überlagerung der transgredierenden

---

[1]) Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, XXX, S. 165–256. Vergl. auch Geol. Karte von Preußen usw., Lief. 108, Blatt Lüneburg.

grauen Tourtiatonmergel mit *Aucellina gryphaeoides* auf Gipskeuper (rote Mergel) sehr schön zu sehen war. Nur wenige Meter über der Transgressionsfläche der Tourtia folgen aber schon die stark gestörten fleischroten Kalke mit *Inoceramus labiatus* — es ist also durch eine sehr erhebliche Verwerfung fast das ganze Cenoman ausgefallen. Höchstens 25 m über den rötlichen Kalken mit *Inoceramus labiatus* und dem unmittelbar darüberliegenden *Inoceramus Brongniarti* liegen dann in der Südostecke des Bruches die erst ganz vor kurzem angebrochenen Schichten mit *Actinocamax quadratus-granulatus*. Die bisher gefundenen Belemniten sind nicht ganz typische Formen, sondern meistens zweifelhafte Zwischenformen, die z. T. mehr nach der einen, z. T. mehr nach der andern Art neigen. Also auch im Turon ist der größte Teil der Schichtenfolge durch Verwerfung ausgefallen, ebenso wie der ganze Emscher bis hoch in die Granulatenschichten.

Sodann wurde der Schiltstein besichtigt mit dem noch erkennbaren Einfallen der Plattendolomite nach Osten (unter den Kalkberg).

Die Salinendirektion hatte dabei liebenswürdigerweise noch einige Kerne der Tiefbohrung im Schiltstein (Hauptanhydrit sowie von dem diesen unterlagernden roten und weißen Salz) den Exkursionsteilnehmern zur Verfügung gestellt.

Sodann wurde der Kalkberg besichtigt mit den außerordentlich zerrütteten Gipsschichten und den ganz steil stehenden Rauhwacken und Aschen. Von da ging die Exkursion nach PIEPERS altem Bruch, wo sehr schön der steil vom Kalkberg abfallende Gipskeuper und die transgredierend darauf liegende Tourtia (nach MÜLLER mit *Belemnites ultimus*) zu beobachten war.

Auch hier liegt unter fast völligem Ausfall des Cenomans der Horizont mit *Inoceramus labiatus* dicht über den Tourtiatonmergeln, und nur im NO des Bruches ist anscheinend eine mächtigere, dreieckige Partie des kalkigen Cenomans erhalten.

Sehr schön war diesmal das schwarz-weiß-rote Band an der Unterkante der *Labiatus*-Schichten aufgeschlossen, das aus der roten *Labiatus*-Bank, einer ganz dünnen hellen Kalkbank und den schwarzen Algenschichten (Sapropel) gebildet wird, welch letztere von dem subhercynen Gebiet bis nach Dithmarschen[1]) mit verblüffender Regelmäßigkeit an dieser Stelle

[1]) C. GAGEL: Über das Vorkommen von Schichten mit *Inoceramus labiatus* und *Belemnites ultimus* sowie des ältesten Tertiärs in Dithmarschen. Centralbl. Min. 1906, S. 275—284.

zu konstatieren sind. Wenige Meter im Hangenden der *Labiatus*-Schichten (in der NW-Ecke des Bruches) ist schon mehrfach und auch vor kurzem wieder *Infulaster excentricus* gefunden, von dem ein schönes Exemplar der Exkursion übergeben wurde.

Oben in der Westwand des Bruches über der von MÜLLER beschriebenen diluvialen Störung mit dem eingeklemmten Glazialkies haben sich in den außerordentlich zerrütteten Schichten neuerdings endlich Fossilien gefunden, und zwar ebenfalls *Actinocamax quadratus* und Zwischenformen zu *Act. granulatus*, also auch hier liegt das *Quadraten*-Senon kaum 40 m von der Tourtia entfernt.

Das in der NO-Ecke des Bruches früher beobachtbare Ober-Turon mit den plattigen Feuersteinen ist augenblicklich ganz schlecht aufgeschlossen; die vom Verfasser früher aus der Nordwand beschriebene und abgebildete, ganz unverständliche diluviale Zerrüttung des Turons ist ebenfalls nicht mehr sichtbar.

Sodann ging die Exkursion nach der Schafweide, wo die traurigen Reste von Kohlenkeuper, die Verwerfung gegen den Gipskeuper und dieser selbst gezeigt wurden; sodann quer über den Gipskeuper nach dem Zeltberg, wo sehr schön die Transgressionsfläche der Tourtia auf der korrodierten Steinmergelbank des Gipskeupers und die zahlreichen, auf der Transgressionsfläche liegenden abgerollten Exemplare des *Belemnites minimus* (aus zerstörtem Gault) nebst Nebenformen sowie die frischen, auf primärer Lagerstätte liegenden *Belemnites ultimus* beobachtet wurden. Der Unterschied in der Erhaltung der primären *Belemnites ultimus* von den auf sekundärer Lagerstätte liegenden *Belemnites minimus* war an mehreren sofort gefundenen Exemplaren ganz offensichtlich und unzweideutig zu erkennen und wurde von keinem der mehr als 20 Exkursionsteilnehmer in Zweifel gezogen oder bestritten[1]).

Sodann wurden die hier entwickelten *Varians*- und *Rhotomagensis*-Schichten durchwandert bis zu dem wieder sehr gestörten Unter-Turon (*Labiatus*-Pläner mit der schwarz-weiß-roten Grenzschicht, Teile der *Brogniarti*-Schichten), das dicht neben dem Emscher liegt, die schöne, Ost-West streichende Verwerfung zwischen *Granulaten*- und *Heteroceras*-Schichten gezeigt[2]), endlich die augenblicklich ausgezeichnet auf-

---

[1]) Vergl. auch die Texttafel zu Seite *416* dieses Monatsberichts und C. GAGEL: Über den angeblichen Gault von Lüneburg. Centralbl. Min. 1909.

[2]) C. GAGEL: Nachträgliches zu den diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Diese Zeitschrift 1905, S. *270*, Taf. I, Fig. 1.

geschlossene, steilfallende Grenze zwischen Senon und Diluvium, über die das Miocän diluvial aufgeschoben ist, so daß es großenteils auf Diluvium liegt.

Das Miocän besteht hier aus normalem, fossilführendem Glimmerton mit einer Schicht harter, kalkiger Konkretionen und eigentümlichen Phosphoriten.

Unter dem Glimmerton liegen nun noch sehr merkwürdige fossilfreie, fette, schwarze Tone, die petrographisch von dem Glimmerton gänzlich verschieden sind, mit sehr eigentümlichen Phosphoritgeoden, die, seit Jahren nicht mehr beobachtbar, mir nach der Beschreibung von STÜMKE schon immer sehr verdächtig gewesen waren, ob sie nicht mit den Untereocän-Phosphoriten übereinstimmten. Kurz vor der Exkursion war es mir endlich gelungen, einige dieser inzwischen ganz verschollenen Phosphorite im Besitze von Dr. HEINTZEL in Lüneburg aufzufinden zugleich mit einem Stück einer kalkigen Geode, die ebenfalls aus diesen fetten, schwarzen Tonen stammt. Dabei erwies es sich, daß diese Phosphorite gänzlich verschieden von den Phosphoriten des darüberliegenden Glimmertons sind und aufs genaueste mit den großen lederbraunen Untereocän-Phosphoriten von Schwarzenbek, Hemmoor, Trittau übereinstimmen, die durch das Vorhandensein der zahlreichen eigentümlichen und noch immer rätselhaften kleinen, runden Körperchen ausgezeichnet sind[1]).

Diese so merkwürdigen Ansammlungen von mitten in den Phosphoriten auftretenden runden, kleinen Körperchen, die im Dünnschliff zerbrochene Reste von Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen und sonstiger mariner Mikrofauna zeigen, haben, wie schon früher erwähnt, eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kotballen von Salpen, Cirrhipedien usw. und zeichnen die großen lederbraunen Phosphorite des Untereocäns vor allen anderen mir bekannten Phosphoriten aus; das Stück der kalkigen Geode, das mit diesen Phosphoriten zusammen in den sonst fossilfreien, schwarzen Tonen gefunden ist, enthält eine Klappe einer Astarte, die recht gut mit *Astarte rugosa* var. *subrugosa* SOW. übereinstimmt, so daß ich diese dünne Lage schwarzer Tone unter dem gänzlich abweichenden Glimmerton danach ebenfalls für einen verschleppten Fetzen von Eocän halte, besonders da ja neuerdings mehrfach Eocän-Paleocän in großer Vollständigkeit bei Lüneburg durch Bohrungen nachgewiesen ist.

---

[1]) C. GAGEL: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbeker Tertiärs. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1906, XXVII, S. 409.

Herr GOTTSCHE teilte mir auf Anfrage noch ausdrücklich mit, daß er diese Phosphorite auch nur als Geschiebe bzw. aus Untereocäntonen kenne, nicht aber aus anderen Tertiärschichten. Bei Langenfelde wären sie früher zwischen Miocän und Diluvium als Geschiebe häufiger zu beobachten gewesen.

Am Mittwoch, den 16. September 1909 wurden unter Führung von Herrn GOTTSCHE zuerst die roten, gipsführenden Zechsteinmergel bei Stade besichtigt nebst den in der Nähe zahlreich in Form loser Geschiebe vorkommenden Stinkkalken und Oolithen und sodann das Senon und Untereocän von Hemmoor besucht, letzteres mit seinen Schichten vulkanischer, schwarzer bzw. violetter Asche[1]).

Die Auflagerung des Eocäns auf Diluvium war diesmal kaum zu erkennen, dagegen zeigte Herr GOTTSCHE in dem Bruch und der Grube der neuen (westlichen) Zementfabrik, in der das sandige Miocän in so schöner, fossilreicher Entwicklung zu beobachten ist, auf der Oberfläche der Kreide das vor wenigen Tagen zum erstenmal hier zur Beobachtung gelangte paleocäne Transgressionskonglomerat aus abgerollten, grünrindigen Feuersteinen, die in ihrer ganzen Erscheinung so außerordentlich ähnlich sein sollen den green coated flints an der Basis der englischen Thanetsands (nach Angaben von Herrn C. GOTTSCHE).

Was eigentlich normalerweise auf dieser paleocänen Transgressionsbildung draufliegt oder gelegen hat, war nicht zu ermitteln, da die so ungemein plastischen Tone des Untereocäns infolge des Abbaus weit übergequollen waren und jetzt die eben mühsam freigelegte Stelle wieder fast ganz bedeckten.

Jedenfalls liegen, wie SCHRÖDER[2]) schon früher hervorgehoben hat, die Untereocäntone nicht normal auf der Kreide, sondern sind diluvial aufgeschoben bzw. angepreßt.

Auf Helgoland, während des einleitenden Vortrags über die Geologie Helgolands, wurde Herr GOTTSCHE von dem Schlaganfall betroffen, von dessen Folgen er sich nicht mehr erholt hat, so daß Verfasser dieses an seiner Stelle die weitere Führung übernehmen mußte.

Von den triadischen und cretaceischen Gesteinen ist ja, abgesehen von dem oberen Schichtensystem der Hauptinsel, nichts der direkten Beobachtung zugänglich; der Freundlichkeit des Leiters der biologischen Station auf Helgoland verdankten

[1]) C. GAGEL: Die Untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, XXVIII, S. 150—168.

[2]) Geol. Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 130, Blatt Kadenberge.

die Exkursionsteilnehmer aber eine Anzahl gedredgter Proben der wichtigsten Kreidegesteine, nämlich des grauen ammonitenführenden Neocoms (TÖCKS) und des so auffallenden, intensiv rot gefärbten, kalkig-tonigen Aptiens mit *Belemnites fusiformis* und *Terebratula Sella*, das merkwürdigerweise zwischen das graue tonige Neocom und die gelblichen kalkigen *Minimus*-Schichten eingeschaltet ist.

Auf der Düne wurde noch eine Anzahl auffallender belemnitenführender Kalke als Gerölle gefunden bzw. von einem dortigen Lokalsammler gezeigt; auch wurde eine ganze Anzahl Gerölle von festen fossilführenden Bänken des unteren Wellenkalks (z. T. cölestinführender Schichten) gefunden.

Auf Sylt wurde am Dienstag, den 21. September zuerst das Rote Kliff besichtigt, das augenblicklich ganz besonders schlechte Aufschlüsse zeigt und von dem ältesten Diluvium kaum etwas erkennen ließ. Erkennbar war nur an einer Stelle die horizontale Grenze zwischen der Hauptmoräne und der steil aufragenden Kuppe des ältesten Geschiebemergels darunter (vgl. diese Zeitschr. 1905, Monatsbericht 8, S. *276—290*, Fig. 4) sowie ab und zu die horizontale Unterkante der Hauptmoräne. Dagegen war von den windgeschliffenen Dreikantern unter dieser Hauptmoräne auf der alten Landoberfläche (a. a. O. Fig. 2 u. 3) nichts zu finden, auch die so schön diskordant struierten, kaolinsandähnlichen ältesten Diluvialsande waren nur stellenweise erkennbar, doch gelang es einigen Exkursionsteilnehmern, in ihnen die calcedonisierten, blauen Silurgerölle, aber leider keine sonstigen nordischen Gerölle (Granitskelette, Quarzite) zu finden.

Am Kliffende bei Kampen konnte zwar die früher von ZEISE beobachtete einzige Stelle, wo die Hauptmoräne in ihrem tiefsten Teil noch etwas kalkhaltig und unverwittert ist, nicht mehr direkt beobachtet werden, aber die an einer Stelle des Strandes plötzlich auftretenden Kalkgeschiebe — die einzigen am ganzen roten Kliff — zeigten wenigstens, daß die Stelle da im Untergrund unter dem Dünensand liegen mußte.

Der von einer Seite gemachte Einwand, die Hauptmoräne des Roten Kliffs könne vielleicht ihren Kalkgehalt so völlig und auf so große Tiefe nicht durch interglaziale Verwitterung, sondern durch die Einwirkung des besonders feuchten Klimas und der Nordseebrandungsgischt verloren haben und demnach doch oberdiluvial sein, erledigt sich durch den Hinweis, daß erstlich Seewasser allein keinen Kalk auflöst, und daß die 15 km weiter östlich am Emmerleffkliff unter denselben Umständen und an derselben Nordsee gelegene Obere Grund-

moräne völlig frisch und unverwittert, großenteils noch blaugrau und völlig verschieden von der also viel älteren Hauptmoräne des roten Kliffs ist.

Die alte Angabe, daß die Hauptmoräne des roten Kliffs besonders sandig durch Aufnahme besonders zahlreichen Miocänmaterials sei, also auch sehr leicht ihren ursprünglich wohl geringen Kalkgehalt verlieren konnte, ist nur zum kleinen Teil zutreffend, was hier besonders betont sein mag. Auf sehr große Erstreckung, besonders bei Wenningstedt und Kampen, ist die Hauptmoräne normal tonig und gar nicht besonders sandig, und daß der Kalkgehalt fehlt, ist ihr ohne weiteres gar nicht anzusehen.

Am Morsumkliff[1]) war noch recht gut die Aufschiebung des östlichsten Glimmertons auf den Kaolinsand und die anscheinend konkordante Überlagerung der ersten Limonitsandsteinpartie auf die zweite Glimmertonschicht zu beobachten[2]), dagegen waren die weiter westlich gelegenen Partien völlig verstürzt und von den sonstigen Störungen und Faltungen nichts mehr zu beobachten.

2. Exkursion am 19. September nach Glinde bei Ütersen.

Von Herrn J. Stoller in Berlin.

In der Nähe von Glinde bei Ütersen sind in mehreren Tongruben fossilführende Schichten diluvialen Alters erschlossen, die für die Lösung der Interglazialfrage von entscheidender Bedeutung sind. Die Gruben befinden sich auf dem Plateau in der Nähe des Pinnautales und erstrecken sich z. T. bis in dieses hinein. Indem auf die vorhandene Literatur[3]) über den Gegenstand verwiesen wird, sei hier nur kurz folgendes hervorgehoben.

Es handelt sich um einen plastischen blauen Ton, der durchschnittlich 6 m mächtig ist und zu Ziegeleizwecken sowie zur Zementfabrikation abgebaut wird. Er wird von gering mächtigen fossilführenden marinen Sanden unterlagert und führt in

---

[1]) Meyn: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Berlin 1876.

[2]) C. Gagel: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, XXII, S. 246—253, Taf. 6—8.

[3]) vgl. H. Schröder, u. J. Stoller: Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen-Schulau. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. f. 1906, Bd. XXVII, H. 3, Berlin 1907 (mit ausführl. Literaturverzeichnis).

seiner unteren Hälfte selbst eine individuenreiche, artenarme marine Fauna, geht aber nach dem Hangenden mehr und mehr in kalkfreien Ton über, der keinerlei Spuren mariner Organismen enthält, dagegen Reste von *Cervus elaphus* geliefert hat. Die Oberfläche des Tons verläuft schwach wellig und enthält überdies mehrere größere Muldungen. In ihnen lagert autochthoner Torf, der 0,5—2 m und darüber mächtig ist.

Die gesamte fossilführende Schichtreihe befindet sich an primärer Lagerstätte und wird, wie durch die Tagesaufschlüsse, durch Oberflächenkartierung und Tiefbohrungen sichergestellt ist, von zwei selbständigen Grundmoränen unter- und überlagert. Die Lagerungsverhältnisse sind durchaus einfach und klar.

Die Stellung der fossilführenden Schichten im Diluvialprofil, ferner die in der gesetzmäßigen vertikalen Verteilung ihrer Fossilien zum Ausdruck gelangende allmähliche Aussüßung und Verlandung des nach Ablagerung der unteren Grundmoräne hier vorhanden gewesenen Meeresarmes, ferner der durchaus gemäßigte Klimacharakter, den sowohl Fauna als Flora für die Zeit der Ablagerung dieser Sedimente erweisen, lassen nur die eine Deutung zu, daß hier zwischen zwei Glazialzeiten mit vollständiger Eisbedeckung des Gebietes eine langwährende Periode (mit säkularer Hebung!) geherrscht hat, in der nicht nur dieses Gebiet selbst vollständig vom Eise verlassen war, sondern deren warmes Klima die Annahme einer gänzlichen und die ganze Periode hindurch andauernden Abwesenheit von Landeis im weitesten Umkreis unseres Gebietes rechtfertigt (Interglazialzeit). Diese Annahme findet an zahlreichen Lokalitäten im norddeutschen Flachland, die ähnliche, wenn auch nicht immer gleich einfache und klare Lagerungsverhältnisse zeigende Diluvialprofile aufweisen, ihre Bestätigung.

3. Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Sonderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker).

Von Herrn W. Wolff in Berlin.

In einer Nachmittagsexkursion am 17. September führte Herr Gottsche die Gesellschaft zu dem fast auf Hamburger Stadtgebiet gelegenen Vorkommen alten Gebirges in der Kallmorgenschen Ziegeleigrube zu Langenfelde. Ein Gipsriff, wahrscheinlich dem unterirdischen Zechsteingebirge angehörig, ragt dort mit klotzigen Felsmassen, bedeckt und

umlagert von Tertiär, fast bis ins Niveau des nur wenige Meter mächtigen Diluvialsandes in flachem Weideland empor. Die Grube war ehedem geologisch reichhaltig: Im Diluvium war an einer Stelle ein kleines Torflager zu sehn, dessen Hölzer Biberschnitte aufwiesen. Es ist verschwunden. Auch das fossilreiche mittlere „sandige Miocän“ [1]) und der obermiocäne „Glimmerton“ [2]) sind nahezu abgebaut. Desto besser ist der den Gips unmittelbar einhüllende „Kapselton“ aufgeschlossen, ein fetter, schichtloser, winzige Quarzkristalle führender Ton, den GOTTSCHE petrographisch, nicht stratigraphisch dem Kapselton des Hallenser Unteroligocäns an die Seite stellt. (Ich halte ihn für den Tonrückstand von bereits geschwundenen Gipsmassen, zumal er an seiner Basis noch unaufgelöste Gipsbrocken umschließt, und der anstehende Gips teils Auslaugungsformen, teils Umkrystallisation zeigt.)

Hierauf begab man sich zum nahen Stellinger Tierpark, durch den der liebenswürdige Herr HAGENBECK selbst erklärend führte. Hohes Interesse erregten die paläontologisch genau und künstlerisch lebendig restaurierten großen Jura- und Kreide-Saurier (*Ichthyosaurus, Iguanodon, Triceratops, Brontosaurus* u. a.). Ein Festmahl im Restaurant des Parkes beschloß diesen lehrreichen Nachmittag — die letzte wissenschaftliche Exkursion, die GOTTSCHE glücklich geführt hat.

Nach Beendigung der Exkursionen auf Sylt reisten die Teilnehmer am 22. September nach Flensburg, wo genächtigt wurde. Durch die Fürsorge C. GOTTSCHEs fanden wir hier und auch an den Orten der folgenden Tagestour alle Vorbereitungen aufs sorgfältigste getroffen; nur der bewährte Führer selbst mußte fehlen.

Am Morgen des 23. hielt der stellvertretende Exkursionsleiter einen kurzen Vortrag über den Untergrund von Flensburg und den Bau der ostschleswigschen Glaziallandschaft. Dann erfolgte ein Gang auf die Höhe von Jürgensby jenseits der Stadt, die einen vollkommenen Überblick über das tiefe Förde-Tal bietet. Die schleswigsche Haupt-Endmoräne schließt sich, von Süden heranziehend, an den inneren Winkel der Förde an. Diese selbst erhebt sich westwärts zu einem engen, kurzen Trockental. Ein zweiter Ausläufer der Förde zweigt

[1]) C. GOTTSCHE: Der Untergrund Hamburgs. Festschr. 73. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1901.

[2]) F. WIBEL und C. GOTTSCHE: Versteinerungen des holsteinischen Glimmertons. Festschr. 49. Vers. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Hamburg 1876.

außerhalb der Stadt, von der breiteren Wasserfläche nordwärts und sodann ebenfalls westlich verlaufend, ab: das tiefe Tal von Krusau — Pattburg. Es ist unregelmäßig gewunden und beherbergt zwischen den Unebenheiten seines Bodens zwei kleine Seen. Beide Täler, die sich westwärts verjüngen, verschmälern und erheben, wurden den Beschauern als Erosionstäler aus der letzten Phase der Eiszeit erklärt, als von totliegenden Gletscherresten die Tauwasser zu dem freiwerdenden Becken der Außenförde zurückzuströmen begannen. Der tiefere Untergrund der Stadt Flensburg, die im innersten, teilweise verlandeten Fördewinkel liegt, besteht aus Miocän (Braunkohlensande, darüber marines Miocän — vornehmlich Glimmerton[1]). Die Oberkante des Miocäns bewegt sich zwischen 36—104 m Tiefe unter Stadtgrund. Darüber liegt eine mächtige Folge von Grundmoränen und fluvioglazialen Ablagerungen, zu oberst vielfach eine auffallend tonige, offenbar unter Wasserstauung abgesetzte Geschiebemergelbank. Interglaziale Sedimente sind nicht bekannt geworden, die Gliederung des Diluviums daher unsicher[2]). Von großem Interesse ist das Alluvium der Förde. Die Baggerarbeiten haben dort sowohl Litorina- wie Prälitorinaschichten angeschnitten. Eins der wichtigsten Profile ergab eine Baggerung beim Schwimmdock. Die Wassertiefe betrug dort 4 m. Am Grunde kam nach Angabe des Baggermeisters

von 4—6 m muddiger Sand mit Muscheln (subrecent),
- 6—7 - gelber Ton mit Feuersteinen,
- 7—8 - bläulicher Mudd mit Muscheln (*Litorina*-Ablagerung),
- 8—9 - Torf mit Blättern, Früchten und Holz. Unter den Früchten sollen sich auch Bucheckern befunden haben, was nach den bisherigen Erfahrungen nicht zu der tiefen Lage und dem Alter der Schicht stimmen würde, ferner Eicheln. Unter den Hölzern will man Hainbuchen- und Eichenholz erkannt haben. Die Torfschicht war mit 10½ m Tiefe noch nicht durchteuft, das Liegende ist daher unbekannt. Ich rechne den Torf zu den Prälitorinabildungen.

---

[1]) Was G. Berendt („Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs," Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1886, Bd. VII. H. 2, S. 35) als Septarienton unter Flensburg deutet, dürfte eben dieser Glimmerton sein.

[2]) Nachträglich fand Verfasser in L. Meyns unveröffentlichtem Manuskript „Gesammelte Vorarbeiten zur geognostischen Karte der cimbrischen Halbinsel" ein Profil von Kollund (an der Flensburger Förde, nahe dem Ausgang des oben erwähnten Krusauer Tales) aufgezeichnet, das folgende Schichten zeigt: (oben) „Sandgalle — tonige Kohle 18 Zoll — Moorkohle 18 Zoll — hellbraune Knorpel 6 Zoll — dunkle Knorpel 2 Fuß — Sandschweifen — tonige Kohle 17 Zoll —

Nördlich der neuen Werft, nach dem städtischen Ostseebad zu, traf der Bagger: Muschelsand (subrecent), feinen blauen Sand und dann in ca. 4—5 m Tiefe Moor mit Geweihstücken. Nahe dem Ostseebad fand man in geringer Tiefe zahlreiche große Austernschalen zusammen mit zerbrochenen schwarzen Flintsteinen; möglicherweise liegt dort ein versunkener Abfallhaufen aus der Litorinazeit.

Nach dieser kurzen Übersicht begab sich die Gesellschaft um 1/2 10 Uhr mit dem Zuge nach Sonderburg. Unterwegs hatte man Gelegenheit, die verschiedensten Landschaftstypen zu beobachten: Die große Endmoränenzone bei Flensburg, Norderschmedeby und Holebüll, von welcher der Blick westwärts über die riesige Heideebene des mittleren Schleswig schweifte; das eigentümliche Pattburg—Krusauer Tal mit dem Niehuuser See, von dessen Umgebung L. MEYN miocänen Limonitsandstein erwähnt, endlich die hügelige, fruchtbare jungbaltische Grundmoränenlandschaft des Sundewitt.

In Sonderburg schloß sich uns Herr Oberzahlmeister ROHDE an, ein eifriger Lokalforscher, der vergebens gekommen war, seinen Freund GOTTSCHE zu begrüßen. Es ging hinauf zum Düppelstein, dem gewaltigsten erratischen (Granit-)Block Schleswig-Holsteins, der auf der Höhe unterhalb der Düppler Schanzen liegt und, nachdem er bereits erhebliche Absprengungen erlitten hat, jetzt durch die vereinigten Bemühungen der Naturfreunde vor Zerstörung dauernd geschützt ist. Nach STRUCK (Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins, Lübeck 1909) beträgt seine Länge 8,6 m, die Breite 6,7 m, die Höhe 2,95 m. Er liegt auf einer steinigen Feldflur, und die ganze Anhöhe hat den Charakter einer lokalen kleinen Endmoräne ohne weiteren Zusammenhang und ohne Vorsand.

Auf der Höhe des Düppeldenkmals — woselbst uns Herr ROHDE mit den Vorgängen des denkwürdigen 18. April 1864 bekannt machte — war ein weiter Ausblick auf die Ostsee mit ihren Seitengewässern, dem Wenningbund und dem Alsensund, und auf die wellige Hügellandschaft des Sundewitt, des Broackerlandes und der Insel Alsen. Unter Alsen, Broacker und der Sundewittgegend bei Düppel liegen marine Interglazial-

---

Knorpelkohle 1 Zoll — kohliger Ton, lichter, nach unten mit *Bithynia*-deckeln, 30 Zoll — blauer Ton mit Kohle- oder Eisenkiespunkten, die sich im Schnitt breit wischen, 6 Fuß — eisenhaltiger Sand" (unten). Eine Erläuterung hat MEYN leider zu diesem Profil nicht vermerkt. Möglicherweise handelt es sich hier um interglaziale Schichten, die nähere Nachforschung verdienen.

schichten; das Bodenrelief muß also vor der letzten Vergletscherung eben oder doch sehr flach gewesen sein. Jetzt wölben sich dort die Höhen von Düppel 68 m, von Steensigmoos 57 m über den Meeresspiegel; zwischen ihnen liegt der 27 m tiefe Wenningbund, seitwärts der flußartig schmale, 17 m tiefe Alsensund — ersterer eine wannenförmige Ostseebucht, letzterer ein zur Litorinazeit ertrunkenes glaziales Stromtal. Kein Ort scheint besser geeignet, die großartige bodengestaltende Kraft der letzten Vergletscherung vor Augen zu führen. In den Geschiebemergelhügeln stecken aufgepflügte, gequetschte und zerrissene Schollen des interglazialen Cyprinentons, und die fluvioglazialen Sande sind an manchen Stellen erfüllt von verschwemmten Conchylien.

Nach einem raschen Mittagsmahle in Sonderburg ging es mit einer kleinen Barkasse nach Schelde hinüber und von dort in kurzer Strandwanderung zu dem 1904 in dieser Zeitschrift von GOTTSCHE beschriebenen Aufschluß von marinem Diluvium im Kliff nordöstlich des Hofes Steensigmoos. Der fossilreiche Aufschluß war in vortrefflichem Zustande; nur die kleine Torfschicht unter dem Diatomeenpelit, die vormals dort zutage ging, war durch Absturzmassen verdeckt. Überraschend gut waren auch die von GOTTSCHE kurz erwähnten Cerithiensande etwas südlich vom Hauptprofil hoch oben im Abhang zu beobachten.

Am Spätnachmittag kehrte man nach Sonderburg zurück. Damit waren die Nachexkursionen beendet. Der von GOTTSCHE für besondere Liebhaber noch geplante Abstecher nach Fredericia in Jütland unterblieb.

---

43. Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges.

Von Herrn W. v. ŁOZINSKI.

(Hierzu 2 Textfiguren.)

Lemberg, 13. Oktober 1909.

Im Auftrage des Polnischen Vereins für Landeskunde zu Warschau habe ich in diesem Sommer den zentralen Quarzitrücken (Sw. Krzyż-Rücken)[1]) des Polnischen Mittelgebirges und

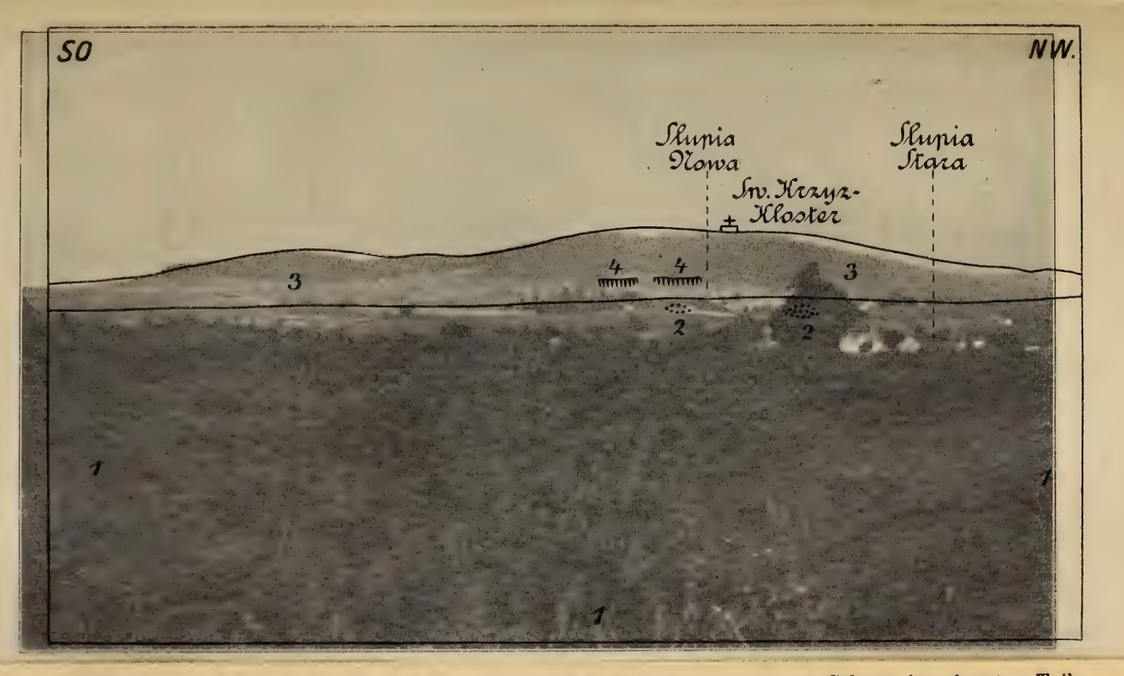
[1]) Vgl. hierzu die Blätter 372: Kielce, und 373: Sandomierz, der Topograph. Spezial-Karte von Mittel-Europa 1 : 200000.

seine nächste Umgebung in glazialgeologischer Richtung untersucht. Eine ausführliche Bearbeitung des reichen Beobachtungsmaterials soll seinerzeit vom genannten Verein herausgegeben werden. Bis dieses erfolgt, möchte ich hier eine vorläufige Mitteilung der wichtigsten Ergebnisse vorausschicken.

Der zentrale Quarzitrücken des Polnischen Mittelgebirges stellt einen Härtling (Monadnock) dar, welcher während der prädiluvialen Denudationsperioden dank der Härte des ihn aufbauenden unterdevonischen Quarzites der Abtragung widerstand und, durch letztere aus den umhüllenden weicheren Gesteinen herauspräpariert, wie eine schmale, langgezogene Raupe das eingeebnete Plateau seiner nächsten Umgebung um etwa 250—300 m überragt. Die Betrachtung des glazialen Diluviums, welches sich am genauesten dem gegenwärtigen Oberflächenrelief anschmiegt, führt notwendig zum Schlusse, daß das hereinbrechende nordische Inlandeis den Sw. Krzyż-Rücken bereits in seiner heutigen Gestalt vorfand.

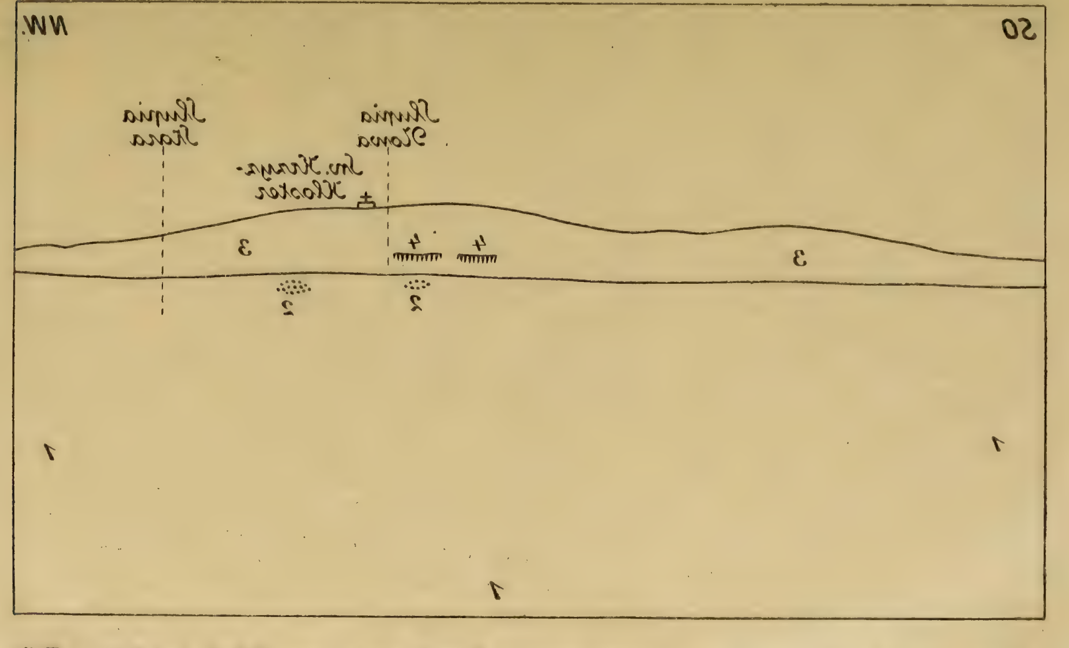
Von NO her tritt der westlichste Ausläufer des Sandomierz-Opatower Lößplateaus bis unmittelbar an den Fuß des Sw. Krzyż-Rückens heran (Fig. 1). Unter der Lößdecke lugt in tieferen Aufschlüssen das nordische Diluvium auf paläozoischer Unterlage hervor. Von NW dagegen grenzt an den Sw. Krzyż-Rücken ein Gebiet nordischen Diluviums an, wo (mit Ausnahme einiger vereinzelter Lößflecke) bald der Geschiebesand, bald der Geschiebelehm in wiederholtem Wechsel auf der Oberfläche zutage treten.

Das nordische Diluvium in der nächsten Umgebung des Sw. Krzyż-Rückens ist überall ein gemengtes. Die einheimischen Bestandteile rühren von präglazialen Verwitterungsprodukten her, die das nordische Inlandeis vorfand und in seine Grundmoräne aufnahm, und zeigen ein weit überwiegendes Vorherrschen kantigen Quarzitschuttes, stellenweise sogar in größeren Blöcken. Viel seltener kommen Bruchstücke devonischer Kalke vor, und nur einmal (Ziegelei in Debniak) fand sich ein großes Geschiebe von Buntsandstein aus nördlichen Teilen des Polnischen Mittelgebirges. Der quantitative Anteil nordischen Materials ist sehr wechselnd, In vielen Fällen zeigt die Zusammensetzung der Geschiebe ein starkes Überwiegen nordischen Materials, wobei erratische Blöcke krystallinischer Gesteine in stattlicher Größe und Zahl auf der Oberfläche des Geschiebelehms oder des Geschiebesandes umherliegen. Mit der Annäherung an die schuttbedeckten Quarzitgehänge, wie z. B. im Eingange des Durchbruches der Schwarzen Nida unterhalb von Ciekoty, wird der Anteil nordischen Gesteinsmaterials stellen-



1 Lößplateau. *2* Geschiebelehm. *3* Unterdevonischer Quarzit von eigenem Schutt, im obersten Teile des Rückens von vereinzelten Blockanhäufungen bedeckt. *4* Gehängestufe mit anstehendem Quarzit.

Deckblatt zu Seite 449.



1 Lößplateau. 2 Geschiebelehm. 3 Unterdevonischer Quarzit von eigenem Schutt, im obersten Teile des Rückens von vereinzelten Blockanhäufungen bedeckt. 4 Gehängestufe mit anstehendem Quarzit.



Fig. 1.
Der Quarzitrücken von Sw. Krzyż, von NO gesehen.
(Nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers.)

weise so gering, daß der Geschiebelehm äußerlich den Eindruck eines lokalen Schuttes macht und manchmal erst nach längerem Durchsuchen ein kleines nordisches Geschiebe liefert.

Knapp am Nordfuße des Sw. Krzyż-Quarzitzuges endet das Löß- bzw. Diluvialplateau, dessen flachwellige Oberfläche aus der Ferne den Eindruck einer vollkommenen Ebene macht, mit einer scharfen Grenze, wobei die höchsten Vorkommen des nordischen Diluviums die Meereshöhe von ungefähr 300—320 m erreichen. Nun steigt das Gehänge des Quarzitzuges rasch und steil bis zum flachen, breitschulterigen Rücken an, dessen Längsachse in der Richtung SOO—NWW verläuft und in den höchsten Erhebungen von Sw. Krzyż und Sw. Katarzyna bis zur Meereshöhe von 583 bzw. 612 m hinaufstrebt, dazwischen aber in Einschartungen sich bis auf beinahe 500 m senkt. Der äußerst flach gewölbte Rücken ist zum größten Teil mit einem dichten Wald bewachsen und stellenweise versumpft. Sowohl der Rücken wie die Gehänge des Quarzitzuges bis zu ihrem Fuß hinab sind allein vom lokalen Quarzitschutt umhüllt, ohne die geringste Spur ortfremden Gesteinsmaterials. Im höheren Teil der Gehänge kommen Anhäufungen von Quarzitblöcken vor, welche nur in einigen Fällen bis auf die Rückenfläche hinaufreichen. Die einst gewiß umfangreicheren und zusammenhängenden Blockbildungen sind durch die Ausbreitung der Vegetation allmählich eingeschränkt und in vereinzelte Blockflecke aufgelöst worden.

Am Südfuße des Sw. Krzyż-Rückens breitet sich ein Gebiet einheimischen, ausgezeichnet terrassierten Diluviums aus. Es hat bereits v. SIEMIRADZKI hervorgehoben, daß südlich vom Quarzitzuge nordische Geschiebe „äußerst selten“ sind[1]. In dem Streifen, welcher unmittelbar am Südfuße des Quarzitzuges sich hinzieht (Huta—Bieliny—Porabki—Krajno), habe ich in den Diluvialgebilden trotz sorgfältigen Durchsuchens keinen Gesteinssplitter nordischer Herkunft gefunden, und danach muß ich annehmen, daß im Schatten der Querbarre des Sw. Krzyż-Rückens ein kleines Gebiet vom nordischen Inlandeise gar nicht berührt wurde.

Die dargelegten Verhältnisse führen notwendig zur Annahme, daß der Sw. Krzyż-Rücken nur ungefähr bis zur Isohypse von 330—340 m vom diluvialen Inlandeise umflossen war. Der darüber befindliche Teil des Quarzitrückens überragte als hoher, langgezogener Nunatak die Eisoberfläche und

---

[1]) v. SIEMIRADZKI: Studien im Polnischen Mittelgebirge. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst., Bd. **36**, 1886, S. 679—680.

war der mechanischen Verwitterung ausgesetzt. Die Blockfelder von Quarzit entstanden *in situ*, zum größten Teil unter dem Einflusse des Diluvialklimas, wo die Wirkung der mechanischen Verwitterung erheblich gesteigert war. Die gegenwärtigen Blockfelder stellen Überreste der „periglazialen" Facies der mechanischen Verwitterung[1]) dar, die immer mehr durch die Vegetation erobert werden. Geht auch noch heute der mechanische Zerfall des Quarzites vor sich, so bleibt im großen und ganzen die gegenwärtige Blockbildung immerhin weit hinter



Fig. 2.
Fragment eines Blockfeldes von unterdevonischem Quarzit auf dem N-Gehänge von Sw. Katarzyna.
(Nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers.)

der allmählichen Eroberung und Einschränkung der Blockfelder durch die Vegetation zurück.

Die Ansicht von v. SIEMIRADZKI, es seien die Trümmerbildungen des Quarzits vom Inlandeise beeinflußt worden[2]),

---

[1]) Vgl. v. ŁOZINSKI: Über die mechanische Verwitterung. Bull. Acad. Sc. de Cracovie. Classe des sc. mathém. et natur. 1909, S. 18ff.

[2]) v. SIEMIRADZKI: a. a. O. S. 679 und im Pamietnik Fizyograf. Bd. VII, 1887, S. 36. — Der Blockhaufen auf der höchsten Erhebung bei Sw. Katarzyna, den v. SIEMIRADZKI mit Unrecht als eine Moräne angesprochen hat, ist ohne Zweifel aus dem Zerfall *in situ* einer ganz ähnlichen Quarzitklippe hervorgegangen, wie diejenigen, welche bei den Klostermauern von Sw. Krzyż oder auf der westlichen Fortsetzung des

fand ich an keiner Stelle des Sw. Krzyż-Rückens bestätigt. Im Gegenteil muß ich W. NALKOWSKI[1]) vollauf beipflichten, daß die Gehänge und der Rücken des Quarzitzuges vom Inlandeise nicht berührt wurden. Daß die Blockanhäufungen durch Zerfall *in situ* entstanden sind, zeigt das beigegebene Bild (Fig. 2). Bei genauer Betrachtung dieses Bildes sieht man ganz deutlich, wie die riesigen Quarzitblöcke sich noch zu Bänken mit mäßig steilem Einfallen nach N zusammenschmiegen lassen.

Der diluviale Nunatak des Sw. Krzyż-Rückens gibt uns ein sicheres Mittel in die Hand, die Maximalmächtigkeit des diluvialen Inlandeises in seiner Umgebung zu bestimmen. Wie bemerkt, hat das Inlandeis höchstens bis zur Isohypse von etwa 330 — 340 m gereicht[2]). Anderseits beträgt die Meereshöhe des tiefsten Punktes im Umkreise des Polnischen Mittelgebirges zirka 130 m (Mündung der Kamienna in die Weichsel). Daraus ergibt sich der vertikale Betrag von ungefähr 200 m als die Maximalmächtigkeit des diluvialen Inlandeises. Diese Zahl paßt ganz gut in die Grenzen meiner Schätzung der diluvialen Eismächtigkeit[3]) hinein. Es ist aber anzunehmen, daß nördlich und östlich vom Polnischen Mittelgebirge die Eismächtigkeit etwas größer war als unmittelbar am Nordfuße des zentralen Sw. Krzyż-Rückens. Denn höchstwahrscheinlich haben die nördlichsten Triasrücken des Polnischen Mittelgebirges den Eiszufluß zum Sw. Krzyż-Rücken erschwert und die Höhenlage der Eisoberfläche an seinem Nordfuße etwas herabgedrückt.

Der longitudinale Verlauf des Sw. Krzyż-Rückens wird auf der Ost- und Westseite von zwei typisch antezedenten Querdurchbrüchen, im Osten vom Durchbruche der Slupianka, im Westen von demjenigen der Schwarzen Nida[4]), abgegrenzt. Gegen diese beiden Durchbrüche zu senkt sich die Rückenfläche nicht gleichmäßig, sondern in deutlichen Abstufungen.

Sw. Krzyż-Rückens (nördlich von Monchocice) noch nicht gelockert wie Warzen anstehen.

[1]) In der Wochenschrift „Glos“, Jg. 15, Warschau 1900, S. 39 u. 53.

[2]) Wenn weit südwärts, in den Tälern der westgalizischen Randkarpaten, die zungenförmigen Ausläufer des nordischen Inlandeises zu höheren Niveaus hineindrangen, so ist dieses die beste Bestätigung der Lehre v. DRYGALSKIS (Grönland - Expedition, Bd. I, S. 513), daß die Ausbreitung des Inlandeises nicht vom Gesetze des gleichen Oberflächenniveaus geregelt wird.

[3]) v. ŁOZINSKI: Glazialerscheinungen am Rande der nord. Vereisung. Mitteil. geolog. Ges. in Wien, Bd. II, 1909, S. 175—176.

[4]) Auf der Karte: Monchocka.

Das Einschneiden der Durchbrüche fällt in die prädiluviale Erosionsphase, so daß das diluviale Inlandeis dieselben — wie überhaupt die ganze Gestaltung des Sw. Krzyż-Rückens — bereits fertig vorfand. Ihre tiefsten Teile sind mit gemengtem Diluvium ausgefüllt, welches aber in den beiden Durchbrüchen eine grundverschiedene Ausbildung zur Schau trägt.

Der östliche Durchbruch, vom Bache Slupianka in nördlicher Richtung durchmessen, wo das Diluvium vorwiegend als Geschiebelehm ausgebildet ist, war von einer Zunge des Inlandeises erfüllt. Die Schmelzwässer dieser Eiszunge breiteten südlich vom Durchbruche (S von Zamkowa Wola) auf der vollkommen verebneten Oberfläche des devonischen Kalkes den Geschiebesand aus. Letzterer bildet eine wahrscheinlich nur wenig mächtige Decke und wird stellenweise von kleinen, weißlichen Kuppen des unterlagernden Devonkalkes überragt.

Der westliche Durchbruch dagegen, welchen der Quellbach der Schwarzen Nida in südlicher Richtung durchfließt, zeigt eine wesentlich verschiedene Ausbildung des gemengten Diluviums. Den tiefsten Teil des Durchbruches füllt eine markante, schmale Terrasse aus, deren Oberfläche beiderseits gegen die Quarzitgehänge zu ansteigt und mit denselben verschmilzt. Der Terrassenrand fällt in steilen, etwa 15—20 m hohen Wänden zum Boden des Durchbruches ab. Mit sehr wenigen Ausnahmen im oberen Eingange des Durchbruches ist die Terrasse ausschließlich aus Geschiebesand aufgeschüttet, in welchem nordisches Gesteinsmaterial sehr spärlich und nur in kleinen Brocken vorkommt. Im Ausgange des Durchbruches wird die Terrasse breiter und geht in das Geschiebesand-, z. T. Flugsandgebiet von Monchocice—Benczków—Leszczyny über. Zugleich nimmt südwärts vom Durchbruche nordisches Gesteinsmaterial an Zahl und Größe (bis zu großen Blöcken) rasch und bedeutend zu. An einer Stelle nördlich von Leszczyny lugt unter der Geschiebesanddecke auch der Geschiebelehm hervor. Ich glaube annehmen zu dürfen, daß die fluvioglaziale Terrasse im Durchbruche der Schwarzen Nida durch die Aufschüttung eines Schmelzwasserstromes entstand, während die Diluvialplatte südlich davon vom Inlandeise (bzw. von seinen Schmelzwässern) abgelagert wurde, welches die westliche Fortsetzung des Sw. Krzyż-Rückens, den Quarzitrücken von Monchocice—Maslow, umfloß.

Jenseits der beiden besprochenen Durchbrüche ziehen sich die beiden Fortsetzungen des eigentlichen Sw. Krzyż-Rückens hin, im Osten der Quarzitzug mit den Erhebungen Zamkowa

und Opacza, im Westen derjenige von Monchocice—Maslow. Auch diese beiden Quarzitzüge tragen in derselben Weise wie der Sw. Krzyż-Quarzitzug auf ihren Gehängen und auf ihren Rücken nur eigenen Quarzitschutt, z. T. Blockfelder, zur Schau. Somit hat der ganze zentrale Quarzitrücken des Polnischen Mittelgebirges die Oberfläche des diluvialen Inlandeises als schmaler, langgezogener Nunatak überragt, welcher durch den Schmelzwasserstrom im Durchbruche der Schwarzen Nida und durch die Eiszunge im Durchbruche der Slupianka in drei Abschnitte geteilt war.

Durch die Untersuchungen von v. DRYGALSKI und PHILIPPI am Gauß-Berge ist das Problem der Entstehung von Gehängestufen an von Inlandeis umflossenen Gebirgskörpern in Anregung gebracht worden[1]. An den Gehängen des Sw. Krzyż-Rückens konnte ich nur in zwei Fällen kleine Fragmente von derartigen Stufen beobachten. Am NOO-Gehänge von Sw. Krzyź, oberhalb von Nowa-Slupia, zieht sich ein schmaler Absatz hin, dessen Rand durch graue, schroffe, aber niedrige Quarzitwände deutlich markiert ist (Fig. 1). Die obere Kante dieser Stufe befindet sich in der Meereshöhe von 365—370 m[2]. Vielleicht wird auch die kleine Quarzitklippe, welche unweit Debniak über einem Lößgehänge wie eine Ruine ragt, sich als das Fragment einer anderen Gehängestufe herausstellen. In unserem Fall kann man die Gehängestufen nicht anders auffassen, als Fragmente von prädiluvialen Denudationsniveaus, die vom Inlandeise nicht im geringsten beeinflußt wurden, im Gegenteil heutzutage noch eine auffallende Frische bewahren. Sie scheinen anzudeuten, daß die letzte, prädiluviale (jungtertiäre?) Emporhebung des Sw. Krzyź-Rückens durch Ruhepausen unterbrochen war.

---

[1] Deutsche Südpolar-Expedition 1901—03. Bd. II, S. 36 ff., 51 ff.
[2] Nach eigener barometrischer Messung.

44. Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs (Graubünden).

Von Herrn Otto Wilckens.

(Hierzu 1 Texttafel und 2 Textfiguren.)

Bonn, den 4. November 1909.

Man hat früher das Gneis- und Glimmerschiefergebirge der Adula für ein normales, wurzelndes Massiv gehalten, dessen Oberfläche ganz wie diejenige des Aar- und des Gotthardmassivs in östlicher Richtung untersinkt. Auf den altkrystallinen Gesteinen läge — so war die Ansicht — normal eine Schichtfolge jüngerer Sedimente, die mit etwas Verrucano begänne und weiter aus triadischem Röthidolomit und jurassischen Bündner Schiefern bestände. Die Deckentheorie des alpinen Gebirgsbaus und die Untersuchungen am Simplon haben dann eine andere Deutung des vermeintlichen „erstaunlich regelmäßigen, breiten Adulagewölbes“ herbeigeführt: Man betrachtete es nunmehr als den Kern einer großen liegenden Falte. Heim[1]) hat eine dieser Auffassung entsprechende Profilserie durch Molare-, Adula-, Tambo- und Surettamassiv entworfen, von der in Fig. 1 ein Teil wiedergegeben ist. Durch Auffindung von Schichten krystalliner Dolomite und Kalke (Mesozoicum) im Zapport, dem obersten Hinterrheintal, tief unter den Gneisen der Adula im Jahre 1906 konnte ich für diese neue Anschauung eine Stütze in den geologischen Tatsachen beibringen[2]).

Die breite Zone von Bündner Schiefern, die in der Kette des Piz Aul einerseits, im Zuge des Valser-, Bären- und Weißensteinhornes anderseits eine gewaltige Entwicklung erreicht, galt bis heute als die sedimentäre Bedeckung des Gneiskernes der Aduladeckfalte. Bei der Betrachtung der Heimschen Karte der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein[3]) erhält man den Eindruck, daß sich auf den Adulagneis und -glimmerschiefer (abgesehen von dem nur am Ostrand des Massivs auftretenden

[1]) Alb. Heim: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. **51**, S. 397—402, Taf. II. (Geol. Nachlese Nr 17.) 1906.

[2]) Otto Wilckens: Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. f. Min. usw. 1907, S. 341—348.

[3]) Geolog. Karte der Schweiz. 1 : 100000. Bl. Altdorf—Chur.

Verrucano) erst Röthidolomit, dann mannigfaltige Bündner Schiefer mit Einschaltungen geschieferter basischer Eruptiva auflegen, und daß diese Schichtserie, nachdem sie die große Mulde von Vrin (den nordöstlichsten Teil der Bedrettomulde) gebildet hat, als Mantel des Gotthardmassivs wieder aufsteigt. Dieses Bild zeigen auch die HEIMschen Profile durch den nördlichen Teil der Adula[1]). Man sieht hier die Schiefer ebenso wie den Gneis nach Norden abbiegen und die große Synklinale zwischen Adula- und Gotthardmassiv bilden (Fig. 2).

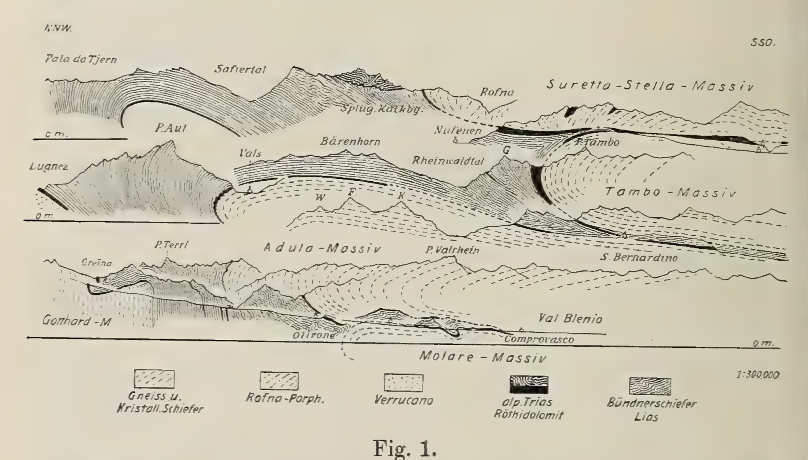


Fig. 1.
Profile durch das Molare-, Adula- und Tambo-Deckmassiv nach ALB. HEIM (Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellsch. Zürich, Jahrg. 51, Taf. II z. T.).
W = Weißgrätli F = Fanellahorn, K = Kirchalphorn.

Was bei diesen Profilen, bei der Karte 1 : 100000 und bei den oben wiedergegebenen „Profilen durch die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs“ auffallend blieb, waren besonders folgende Momente:

1. Die Mulde von Vrin zeigt keinen symmetrischen Bau. Die Grünschiefer z. B. bleiben ganz in ihrem Südflügel und fehlen der Sedimenthülle des Gotthardmassivs. Etwas nördlich vom Muldenkern erscheint Röthidolomit (vgl. Fig. 2).

2. Nach den in Fig. 1 wiedergegebenen Profilen muß in der Bündner Schiefermasse des Rheinwalds vom Hinterrhein

[1]) ALB. HEIM: Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lfg. 25.) Taf. I, Fig. 7, und Taf. II, Fig. 6.

bis Splügen[1]) die Sedimenthülle des Adula-, Tambo- und Surettadeckmassivs enthalten sein. Man ist berechtigt, danach in dieser Schieferzone gewisse Grenzen zu erwarten, gewisse Differenzen in den hangenden und liegenden Teilen, symmetrische Anordnung gewisser Glieder usw. Von alledem war bisher wenig bekannt[2]). Im Kern der Mulde zwischen Adula- und Tambomassiv erscheint Röthidolomit[3]) — das älteste Gestein also dort, wo man das jüngste erwarten sollte[4]).

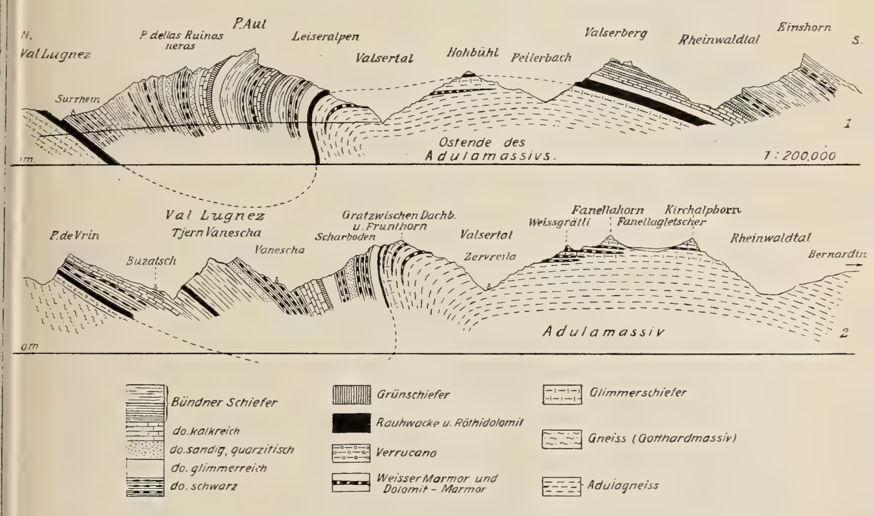


Fig. 2.
Profile durch das Adulamassiv nach ALB. HEIM (Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, Taf. I, Profil Nr. 7 östl. Teil und Taf. II, Profil Nr. 6).

Bei meinen Aufnahmen im nordöstlichen Adulagebirge habe ich einige Beobachtungen gemacht, die zur Hebung

---

[1]) Vgl. Blatt XIX (Bellinzona-Chiavenna) der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000.

[2]) Ich habe schon in meiner Mitteilung vom Jahre 1907 darauf hingewiesen, daß in dieser Gegend keineswegs nur Bündner Schiefer vorkommt, und daß das Blatt XIX hier sehr ungenau ist (vgl. S. *463*, Anm. 4).

[3]) Vgl. Fig. 1 das zweite Profil von oben unter dem letzten „l" von Rheinwaldtal.

[4]) Die HEIMschen Profile (Fig. 1) werden auch den Komplikationen innerhalb der Aduladecke nicht gerecht. Wie ich l. c. (1907) ausgeführt habe, sind die Dolomite der Fanellamasse triadisch und bilden Mulden

dieser Schwierigkeiten beitragen. Sie zeigen, daß die bisher sogenannte Sedimenthülle des Adulamassivs nicht eine regelmäßige Folge von Schichten, sondern ein zusammengesetztes Gebilde ist: Über der wirklichen Sedimentbedeckung des Adulagneises folgt, von neuem mit Gneis beginnend, eine höhere Überschiebungsdecke.

Ein Profil, das dieses Verhältnis klar erkennen läßt, ist von Vals-Platz aus leicht zu errreichen[1]). Wenn man den Weg nach der Alp Tomül verfolgt, so gelangt man in 1530 m Höhe an das Nordende des hellen Dolomitbandes, des ersten anstehenden Gesteines, dem man beim Aufstieg begegnet. Dieser Dolomit ist das Hangende des Adulagneises, der weiter südlich am Waldrande bei Kartütschen ansteht und nördlich von dort unter der Wiesenbedeckung unsichtbar wird. Dieser Dolomit wird in seinen oberen Partien von Rauhwacke begleitet. Folgt man nun dem Tomülweg weiter bis an den nördlichen Arm des nach Vals hinunterfließenden Baches und steigt in diesem empor, so trifft man vorwiegend schwarze, glimmerreiche, kalkige Bündner Schiefer, aus denen an den Felswänden Quarzlinsen und -knubben herausragen. Sie fallen N 16° O etwa 32° ein. Eingeschaltet in sie finden sich grünliche, sericitische Kalkschiefer und Grünschiefer (geschieferte basische Eruptiva). Wo sich der Bach wieder teilt, folgt man dem südlichen Arm und klettert in der steilen Runse aufwärts, anfangs noch von den Bündner Schiefern begleitet, bis man in etwa 1900 m[2]) Höhe an eine gelblich angewitterte, im frischen Anschlag weiße Marmorbank von 1—1½ m Mächtigkeit kommt, die sich von den unterlagernden Schiefern sehr

---

zwischen Gneisantiklinalen. Der Fanellamasse gehören das Fanellahorn und das Weißgrätli an, die auf den Profilen mit F und W bezeichnet sind. In Fig. 2 erscheinen diese Berge in größerem Maßstabe. Die triadischen Gesteine sind dort mit HEIM als Marmor bezeichnet. Das triadische Alter dieser Gesteine wird durch ihre Vergesellschaft mit Rauhwacken angezeigt. C. DIENER hat diesen Beweis in einer Besprechung meiner Mitteilung in „Petermanns Mitteilungen“ geringschätzig behandelt, ohne aber seine Last entkräften zu können. Ich stimme völlig mit C. SCHMIDT überein, wenn er schreibt: „Archäische Kalke sind niemals als Rauhwacken entwickelt“ (Eclogae geol. Helvetiae **9**, S. 506). C. SCHMIDT hat die Dolomite der Fanellamasse auf seiner „Geolog. Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc“ ebenfalls als Trias dargestellt. (Diese Karte trägt das Datum „August 1906“, ist aber erst August 1907 erschienen.)

[1]) Zum besseren Verständnis des folgenden wolle man Blatt „Vrin“ des Siegfriedatlas vergleichen.

[2]) Da ich noch keine Kontrollbeobachtung ausgeführt habe, kann ich für diese Höhenangabe nicht einstehen.

deutlich abhebt. Auf der linken Seite der Runse liegt zwischen dem Marmor und den Schiefern eine Linse von hellem, salinarem Dolomit. Die höchsten Lagen des Schiefers haben einen etwas brecciösen Charakter. Auf dem Marmor liegt ein grüner Augengneis mit z. T. sehr großen Augen, der ganz anders aussieht wie der Adulagneis[1]). [Die Texttafel zeigt diese Auflagerung des Augengneises auf den Marmor auf der rechten (nördlichen) Seite der Runse.] Etwas weiter südlich, wo die Auflagerung sehr gut aufgeschlossen ist, schieben sich in die Marmorbank und zwischen diese und den Gneis kleine Dolomitlinsen[2]). Der Gneis, dem man übrigens in Form von Blöcken schon tief unten in der Runse begegnet, besitzt etwa 50 m Mächtigkeit und wird von grünlichen, kalkig-sandigen Schiefern überlagert, in denen linsenförmige Partien von dunkelgelber Rauhwacke auftreten, so daß man diesen Schieferkomplex als Trias ansprechen darf.

Auch in der nördlichen Runse des nördlichen Bacharmes ist der Kontakt aufgeschlossen (in etwa 1820 m Höhe). Unter dem Gneis liegt hier eine Bank von hellgelbem Dolomit.

Die Auflagerung dieses Gneises auf jüngere Gesteine ist keineswegs eine lokal beschränkte Erscheinung. Nördlich der Hütte oben am „k“ von „Marklaschg“ ragt ein Kopf desselben Augengneises aus den Wiesen. Die starke Vegetation an den „Heubergen“ macht es aber unmöglich, die in der Bachrunse beobachteten Gesteine weiter nach Süden genau zu verfolgen. Nur hier und da ragt ein Felskopf aus den Wiesen oder verrät die Häufigkeit des Edelweiß das Vorhandensein von rauhwackenartigem Dolomit im Untergrunde. Wie die besser aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse weiter südlich zwischen Teischerhorn und Öchsli beweisen, herrscht an den östlichen Wänden des Peiltales unterhalb des Grates Horn-Teischerhorn die für Deckenbau so charakteristische Linsenform der einzelnen Gesteinsmassen. Eine streckenweise Ausquetschung des Augengneises wäre daher recht wohl zu erwarten. Einen Block Augengneis habe ich noch in 2030 m Höhe in dem von der Kuppe 2530 des genannten Grates herabkommenden und zwischen den Maiensässen „Auf der Matte“ und „Tschiefern“ hindurch dem Peiler Bach zufließenden Bache gefunden.

---

[1]) Diesen Gneis hat auch ROTHPLETZ am östlichen Gehänge des Peiltales beobachtet (A. ROTHPLETZ: Über das Alter der Bündner Schiefer. Diese Zeitschr. **47** [1895], S. 10—11). Mit Recht betont er, daß hier kein Verrucano vorkommt.

[2]) Marmor und Dolomit sind als Reste des verkehrten Mittelschenkels aufzufassen.

Östlich von Vals-Platz senken sich alle Schichten nordwärts dem Talboden zu. Infolgedessen muß der Augengneis denselben etwas nördlich von Vals erreichen. Es fehlt aber am Fuß des östlichen Gehänges an Aufschlüssen, so daß man ihn nicht nachweisen kann. —

Die Schichten, die das Gebirge vom Valser Horn bis zum Weißensteinhorn (Piz Tomül) aufbauen, sind einst über die Fanellamasse[1]) hinübergegangen. Ihre nur durch die Erosion von ihnen getrennte Fortsetzung sind die Gesteine der Piz Aul-Kette (vgl. Fig. 2, Profil 1). In dieser muß man daher den Augengneis ebenfalls antreffen.

Diese Annahme findet in den Tatsachen ihre Bestätigung. Blöcken des charakteristischen Gesteines begegnet man schon bei Leis (1529 m); man muß aber sehr viel höher steigen, um das Anstehende zu erreichen. Wenn man zu diesem Zweck dem westlichsten Arm des Leisbaches[2]) folgt, so beobachtet man folgende Gesteine:

Wo die Brücke auf dem Wege Leis-Moos über den Bach führt, findet sich Adulagneis, aus dem auch das in ca. 1680 m Höhe mit einer scharfen, N 22° W streichenden Kluftfläche endigende, waldige Felsband besteht. Bis 1850 m herrscht der Adulagneis, in den nur bei etwa 1650 m hellgelber Dolomit eingeschaltet ist. Über dem Gneis folgt hellgelber Dolomit, nochmals Adulagneis und hierauf schwarzer, kalkiger Bündner Schiefer. Die Schichtung (resp. Schieferung) dieser Gesteine fällt nordwestlich in den Berg hinein, während der Gneis unterhalb von 1850 m in der Richtung des Gehänges nach SO einschießt. In den genannten Bündner Schiefern stecken Grünschiefer, dann folgen grünliche, sericitische Marmore, Grünschiefer, graue Granatschiefer, heller Dolomit in Nestern und Linsen, darüber wenig mächtiger Adulagneis, nochmals heller Dolomit und dann mächtiger kleinaugiger Gneis. Bei 1980 m beginnt dann kalkhaltiger, grünlicher Schiefer, wie er östlich von Vals-Platz mit Rauhwacken vergesellschaftet erscheint. Er wird von hellgrünen, sericitischen, kalkarmen bis kalkfreien Schiefern von ziemlich bedeutender Mächtigkeit überlagert. Höher hinauf ragen gelb angewitterte Wände empor, die aus

---

[1]) Mit diesem Namen habe ich 1907 das im Fanellahorn (3122 m) kulminierende Gebirgsstück bezeichnet.

[2]) Gemeint ist der Bach, der von der Fuorcla de Patnaul kommt, sich östlich des Faltschonhornes mit einem von SW her fließenden Bächlein verbindet, immer nördlich der Leiser Heuberge bleibt und sich am Wege Leis-Ganda in den östlichen Hauptarm des Leisbaches ergießt.

grauen, kalkigen Schiefern mit großen Pyritwürfeln bestehen, worauf schwarze, kalkige Bündner Schiefer folgen, die wie die vorigen ziemlich mächtig sind. Bei 2100 m beginnen Grünschiefer (geschieferte basische Eruptiva), die auch das auf der Karte in der Höhenkurve 2190 m verzeichnete Felsband bilden. Den Schluß macht ein grauer, glimmerig-sandiger, dünnplattiger Marmor, der noch bei 2240 m ansteht.

Man gelangt nun in das flache Gelände, in dem die Vereinigung des von der Fuorcla de Patnaul und des von SW kommenden Baches stattfindet. Im Bette des letzteren begegnet man zuerst Grünschiefern im Hangenden des zuletzt erwähnten Marmors, dann aber auch sogleich dem Ziele unserer Wanderung, dem großaugigen Gneis, den wir mit den gleichen Charakteren in der Bachrunse östlich von Vals-Platz und an den östlichen Hängen des Peiltales kennen gelernt haben. Die riesigen Augen des schönen Gesteins erreichen über 5 cm Durchmesser. Von seinem Anblick gibt die untere Abbildung der Texttafel eine Vorstellung.

Von der erwähnten Stelle aus streicht der Gneis in annähernd südwestlicher Richtung auf der nördlichen Seite des Baches aufwärts und endigt schließlich in einem auffallenden Felskopf[1]).

Leider machte es mir die ungünstige Witterung dieses Jahres unmöglich, der weiteren Verbreitung dieses Augengneises in der Piz Aul-Kette einer-, zum Valser-Berg hin anderseits nachzugehen. Trotzdem läßt sich heute schon folgendes sagen:

Der Augengneis ist einer aus Dolomit, Rauhwacke, Bündner und Grünschiefern bestehenden Gesteinsserie konkordant eingeschaltet. Über und unter dem Gneis liegt Mesozoicum. Den Gneis für ein Glied dieses letzteren zu erklären, wäre nur möglich, wenn man ihn für ein Sediment halten könnte, was aber nach seiner ganzen Beschaffenheit ausgeschlossen erscheint. Sein geologisches Auftreten verbietet, ihn als eine Intrusivmasse im Mesozoicum zu betrachten; denn er hat die Form einer den Sedimenten eingeschalteten Platte von einer etwa 50 m betragenden bis stellenweise auf 0 m reduzierten Mächtigkeit. Nirgends sieht man ihn in die Tiefe setzen. Die Unregelmäßigkeit seiner Mächtigkeit, seine konkordante Lagerung, überhaupt sein ganzes Auftreten sind dagegen im Lichte der Deckentheorie leicht verständlich: Mit diesem Augengneis beginnt eine höhere Überschiebungsdecke;

[1]) Gegen NO setzt der Augengneis (infolge von Ausquetschung) aus.

er ist ihre Basis, das älteste Glied ihrer Gesteinsserie. Unter ihm liegen die Sedimente der Aduladecke.

Was diese Auffassung noch bekräftigt, ist die petrographische Verschiedenheit des Augen- und des Adulagneises. Dieser besitzt ebene Schieferungsflächen, auf denen kleine, oft sich nicht berührende Glimmerblättchen liegen; bei jenem dagegen ummanteln zusammenhängende Glimmerlagen die Augen, so daß die Schieferungsflächen wellig und buckelig erscheinen. Während der Adulagneis in seiner Gesamtfarbe oft hell, grau erscheint, ist der Augengneis im Längsbruch grün. Seine Augen erreichen bedeutende Größe, die des Adulagneises, der ja auch recht häufig als Augengneis ausgebildet ist, dagegen nur 2—3 cm Länge und 1 cm Breite.

In den, tektonisch gesprochen, tieferen Teilen des Gebirges um Vals tritt eine mehrfache Wechsellagerung von Gneis, Glimmerschiefer, Dolomit und Kalk auf. Man könnte fragen, warum denn gerade mit dem beschriebenen Augen- und nicht mit irgend einem anderen Gneis eine höhere Decke beginnen soll. Abgesehen davon, daß der Augengneis das höchste dieser Gneislager ist, spricht auch gerade die abweichende petrographische Beschaffenheit für seine Deutung als Basis einer besonderen tektonischen Einheit. Und eben dieselbe vermag uns auch einen Fingerzeig für seinen Ursprung zu geben und damit auch für den Ursprung der Decke, deren Basis er darstellt.

Selbst wenn wir nicht wüßten, daß in den Alpen die Schubrichtung von der Innen- nach der Außenseite des Gebirges gerichtet ist, so würden wir doch den südlichen Ursprung der höheren Überschiebungsdecke aus der Ähnlichkeit folgern müssen, die zwischen unserm Augengneis, dem Gneis des Piz Tambo und dem Roffnaporphyr besteht. Von letzterem habe ich an den Surettaseen bei Splügen eine Probe geschlagen, die große habituelle Ähnlichkeit mit dem in Rede stehenden Augengneis aufweist, sich allerdings aber auch durch den bläulichen, oft Augen bildenden Quarz von ihm unterscheidet. Auch einige Proben vom Gestein des Piz Tambo, die ich früher gesammelt habe, stimmen nicht absolut mit ihm überein, besitzen aber viel Ähnlichkeit mit ihm, während der Adulagneis ganz anders aussieht. Im Gotthard- und Aarmassiv fehlen solche Gneise; dagegen erinnert der Augengneis von Maloja bis zu einem gewissen Grade an das Valser Gestein.

Was man früher als das Adulamassiv und seine Sedimenthülle bezeichnet hat, ist in Wirklichkeit ein System von drei übereinandergefalteten resp. -geschobenen Decken, deren tiefste

im Zapport unter den Adulagneisen zutage tritt[1]), während die höchste mit dem hier beschriebenen Augengneis beginnt. Die vermeintliche Massivwölbung (vgl. Fig. 2) ist eine Wölbung der Decken, die nicht flach liegen, sondern in ihrer Gesamtheit einer Faltung unterworfen gewesen sind. Aus dem Rheinwald steigen die Gesteinsserien empor, wölben sich über die Fanellamasse (von der sie durch die Erosion stark abgetragen sind) und setzen sich in der Piz Aul-Kette fort, in der sie schließlich nach Norden eintauchen. Außerdem senkt sich das ganze Deckensystem in östlicher Richtung, eine Erscheinung, die mit dem östlichen Untertauchen des Gotthardmassivs im Einklang steht und ein Spiegelbild des westlichen Absinkens der Simplondecken darstellt.

Die mächtigen Grünschiefermassen östlich und nördlich von Vals gehören der oberen Decke an. Dagegen liegen in der Piz Aul-Kette beträchtliche Massen der basischen Eruptiva unter dem Augengneis[2]). Die Ophiolithe beteiligen sich demnach sowohl am Aufbau der Adula- als auch an demjenigen der höheren Decke.

Nach dem Heimschen Profil (Fig. 1) folgt auf die Aduladie Tambofalte. In der mit dem hier besprochenen Augengneis beginnenden höheren Decke des Gebirges um Vals wird man daher mit Berechtigung die Tambodecke vermuten, und der Charakter des Augengneises stimmt mit dieser Annahme gut überein. Ob die Tambodecke selbst demnach 15 km weiter nach Norden reicht, als Heims Profil es darstellt[3]), oder ob eine tiefere Verzweigung dieser Decke vom Areuepaß oder noch weiter südlich her bis in die Piz Aul-Kette vordringt, ist mehr eine Detail- als eine Prinzipienfrage[4]). Ich hoffe,

---

[1]) E. Suess schreibt („Antlitz der Erde" III, 2, S. 162, Anm. 43), daß die von mir im Zapport angetroffenen Gesteine ein tieferes Eingreifen der Blennio-Einschaltung bedeuten würden. — Vermutlich sind die Zapportgesteine die Fortsetzung der Val-Soja-Marmore (vgl. Otto Wilckens, a. a. O. S. 346).

[2]) Diese Grünschiefer sind auf Blatt 14 der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000 nicht eingetragen, ebensowenig der Augengneis, der auch in den Korrekturen zur Karte nicht erwähnt wird (Heim, Geol. d. Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, S. XX und 371).

[3]) Das Antiklinalscharnier der Tambodeckfalte könnte dann nicht an der Stelle und in der Form existieren, wie es in Fig. 1 erscheint. Das auffallende Zurückbleiben der Tambofalte ist nicht vorhanden.

[4]) Auf die Mangelhaftigkeit der Darstellung des Rheinwaldes auf Blatt 19 der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000 habe ich schon früher hingewiesen. Einshorn- und Guggernüllmasse zeigen einen ähnlich mannigfaltigen Aufbau wie das Gebirge auf der nördlichen Talseite. Speziell habe ich schon 1907 darauf aufmerksam gemacht, daß

sie durch weitere Beobachtungen im Felde beantworten zu können.

Für die Lösung der oben (S. 457) angeführten Schwierigkeiten ergeben sich folgende Daten: Die Bündner Schiefermasse des Rheinwalds ist ebensowenig einheitlich wie die vermeintliche Sedimenthülle des Adulamassivs bei Vals. Die Mulde von Vrin ist keine normale Synklinale, sondern eine Mulde in einem Deckensystem. Daher sind die Grünschiefer auf ihren Südflügel beschränkt und macht sich auch sonst ein Mangel an Symmetrie geltend.

Das weite Gebiet der Bündner Schiefer, zu dem sich die Mulde von Vrin im Osten öffnet, umfaßt wie diese verschiedene tektonische Elemente. Eine mehr untergeordnete Rolle spielt darin die Sedimenthülle des Aduladeckmassivs, die auf den äußersten Südwesten beschränkt ist. Viel weiter breitet sich die mesozoische Schichtfolge der nächst höheren (Tambo-?) Decke aus, der die Hauptmasse der Grünschiefer bei Vals und Buccarischuna und in der Tomülkette (zwischen Valser und Safiental) angehören. Endlich wird noch eine nördliche Zone durch den von Alb. Heim von Ghirone im Val Camadra bis Bad Peiden verfolgten Rauhwackenzug abgetrennt.

Das Gotthardmassiv hängt unterirdisch nicht direkt mit dem Adulamassiv zusammen, wie es Fig. 2 andeutet, sondern mit der Wurzel der tiefsten Deckfalte, also vielleicht der des Molare (s. Fig. 1 unten), ebenso, wie am Simplon ein Zusammenhang des Aarmassivs nicht mit dem Mte. Leone-, sondern mit dem Verampiogneis besteht.

Argand betrachtet die Surettamasse (zu der der Roffnaporphyr gehört) als ein Homologon zu der Deckfalte der Dent Blanche. Für diese Annahme spricht der Umstand, daß bei dieser wie bei jener die Sedimenthülle der nächst tieferen Decke einen großen Reichtum an Grünschiefern aufweist. Zu ihrer endgültigen Bestätigung ist aber eine genauere Kenntnis des Gebietes zwischen Bedretto und Olivone nötig, als wir sie bis jetzt besitzen.

---

der Gneis der Splügener Burgruine in südwestlicher Richtung bis über die Tamboalp hinauszieht. Ob er mit dem Tambogneis zusammenhängt, bleibt noch festzustellen. Jedenfalls ist die auf der Karte dargestellte Bündner Schiefermasse des Rheinwalds ein komplexes Gebilde.

Neueingänge der Bibliothek.

Bärtling, R.: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergrealgebiet. S.-A. aus: Berg- und Hüttenm. Zeitschr. Glückauf Nr. 33, 34, 35 und 36 des 45. Jahrg. Essen 1909.

Beer, Paul: Aus dem Posener Lande. Sonderheft zur Begrüßung der 40. Allgem. Versammlung der Deutschen Anthropologischen Gesellschaft. Lissa 1909.

Brun, Albert: Verhalten des Schwefels in tätigen Solfataren. S.-A. aus: Chemiker-Zeitung Nr. 15. Cöthen 1909.

— Quelques Recherches sur le Volcanisme aux Volcans de Java. (Cinquième partie.) Le Krakatau. Extrait des Archives des Sciences physiques et naturelles, juillet 1909. Genève 1909.

— Quelques Recherches sur le Volcanisme aux Volcans de Java. (Quatrième partie.) Extrait w. v.

— Société de phisique et d'histoire naturelle de Genève. Extrait des Archives w. v., Quatrième période, t. XXV. — Juin 1908. Genève 1908.

Credner, Herm., und Franz Etzold: Die Erdbebenwarte. S.-A. aus: Festschrift zum 500jährigen Jubiläum der Universität Leipzig. Leipzig 1909.

Depéret, Charl.: Die Umbildung der Tierwelt. Ins Deutsche übertragen von Rich. N. Wegner, Breslau.

Desbuissons, Léon: La Vallée de Binn. Lausanne 1909.

Dietrich, W.: Neue Riesenhirschreste aus dem schwäbischen Diluvium. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.

Drygalski, Erich v.: Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Geologie der Inseln St. Paul und Neu-Amsterdam im indischen Ozean, von E. Philippi. S.-A. aus: Deutsche Südpolar-Expedition, Bd II. Berlin.

Erdmannsdörffer, O. H.: Der Eckergneis im Harz. Ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose und der Entstehungsweise krystalliner Schiefer. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, Teil I, H. 2. Berlin 1909.

— Über Hornfelsstruktur und krystalloblastische Reihen. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Nr. 16. Stuttgart 1909.

Eydoux, D., et L. Maury: Les glaciers orientaux du Pic Long. Extrait de La Géographie, Nr. du jouillet 1907. Paris 1907.

Fliegel: Ein geol. Profil durch das Rhein. Schiefergebirge. S.-A. aus: Städt. Museum für Handel und Industrie. Cöln 1909.

Fraas: Rana Hauffiana u. sp. aus den Dysodilschiefern des Randecker Maares. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.

Häberle, D.: Windkanter aus der westpfälzischen Moorniederung (dem Landstuhler Gebrüch). S.-A. aus: Berichte über die Versammlungen des oberrhein. geol. Vereins, 42. Versammlung zu Heidelberg 1909. Karlsruhe 1909.

Harbort, E.: Beitrag zur Kenntnis Präoligocäner und Cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. S.-A. aus: Mon.-Ber. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **61**, 8/10, 1909. Berlin 1909.

Hermann, Rud.: Die Inventorisierung der erratischen Blöcke des Reg.-Bez. Danzig. S.-A. aus: Mitteil. d. Westpr. Prov.-Komitees für Naturdenkmalpflege Nr. 2, 1909. Danzig 1909.
— Die Rehgehörne der geolog. paläontol. Sammlung des Westpr. Prov.-Museums in Danzig, mit besonderer Berücksichtigung hyperplastischer und abnormer Bildungen. S.-A. aus: Schriften der naturforsch. Gesellsch. in Danzig. N. F. XII., H. 3. Danzig 1909.
Hilzheimer, M.: Wisent und Ur im K. Naturalienkabinett zu Stuttgart. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 1909. Stuttgart 1909.
Horn, Erich: Die Harpoceraten der Murchisonan-Schichten des Donau-Rhein-Zuges. S.-A. aus: Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. VI, 1, 1908. Heidelberg 1908.
Jentzsch, Alfr.: Beziehungen zwischen Geologie und Urgeschichte im deutschen Osten. S.-A. aus: Zeitschrift der Naturwissensch. Abt. d. Naturw. Vereins Posen XVI, 1909.
Kayser, E.: Lehrbuch der Geologie. III. Auflage. Stuttgart 1909.
Kilian: La Nouvelle Installation du Laboratoire de Géologie de Université de Grenoble 1909.
Koehne, W.: Geologische Spezialaufnahme des Gutes Häusem bei Rohrmoos. Eine Unterlage für agronomische Zwecke. S.-A. aus: Geogn. Jahresh. 1908, XXI. Jahrg. München 1909.
Kriz, Martin: Die Schwedentischgrotte bei Ochoz in Mähren und Rzehaks Bericht über *Homo primigenius Wilseri*. S.-A. aus: Verh. d. K. k. Geol. Reichsanst., Nr. 10, 1909. Wien 1909.
Krusch, P.: Über einen neuen Kernbohrapparat für sonst nicht kernfähiges Gebirge. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **60,** Monatsber. 8—10, 1908. Berlin 1908.
— Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördl. der Lippe im Fürstl. Salm-Salmschen Realgebiet. S.-A. aus: Zeitschrift der Dtsch. geol. Gesellsch. **61,** 2, 1909. Berlin 1909.
Kukuk: Über Torfdolomite in den Flözen der niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung. S.-A. aus: Glückauf, 45. Jahrg., Nr. 32. Essen 1909.
Laube, Gustav: Neue *Andrias*-Reste aus den Tonen von Preschen bei Bilin. S.-A. aus: Naturw. Zeitschr. „Lotos" **57,** H. 4. Prag 1909.
— Ein neuer Vogelrest aus den Tonen von Preschen bei Bibin. S.-A. aus: Naturw. Zeitschr. „Lotos" **57,** H. 6. Prag 1909.
Lenox, G. P., Conyngham, R. E.: The Pendulum Operations in India 1903 to 1907. Dehra Dun 1908.
Lozinski, W. v.: Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. Extrait du Bulletin de L'Academie des Sciences de Cracovie 1909. Cracovie 1909.
— Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. S.-A. aus: Mitteil. der Geolog. Gesellsch., Wien II, 1909. Wien 1909.
Mestwerdt, A.: Zur Lagerung des Wealden am Osning. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1909.
Nölke, Fr.: Neue Erklärung der Entstehung der irdischen Eiszeiten. S.-A. aus: Abh. d. Natur. Ver. Bremen, Bd. XX, H. 1. Bremen 1909.
— Die Entstehung der Eiszeiten. S.-A. aus: Deutsch. Geogr. Bl. **32,** 1909. Bremen 1909.
Nowak, Jan: Über einige Cephalopoden und den Charakter der Fauna aus dem karpathischen Campanien. S.-A. aus: „Kosmos" XXXIX. Lwo'w.

Papavasilou, S.-A.: Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. **61**, 2, 1909. Berlin 1909.
Paulcke, W.: Schichtenfolge am Nordrand der Schweizer Alpen. Freiburg i. B. 1906.
Regelmann, C.: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. S.-A. aus: Ber. über die Versammlungen des Oberrhein. Geolog. Vereines, 42. Versammlung zu Heidelberg 1909.
Reiser, Karl G.: Führer durch Hindelang und Umgebung. (Geschenkt von Hr. Baron v. Rehbinder.)
Renz, Carl: Zur Geologie Griechenlands. Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Habilitationsschrift zur Erlangung der venia legendi. Breslau 1909.
Rogala, W.: Beiträge zur Kenntnis der obersenonen Fauna der Karpaten. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
Rothpletz, August: Über die Einbettung der Ammoniten in die Solnhofener Schichten. S.-A. aus: Abh. d. Kgl. Bayr. Akad. d. Wissensch. XXIV. München 1909.
Rychlicki, Jan: Beitrag zur Kenntnis der Fischfauna aus den karpathischen Menilitschiefern. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo'w.
Simmersbach, F.: Die geologischen Unterlagen des Radiums. S.-A. aus: Berg- und Hüttenm. Rundschau, Heft 46. Kattowitz O.-S. 1909.
Simionescu, Joan: Straturile Jurasice dintre Harșova și Boasgic (Dobrogea). Extras diu Anuarul Institutului Geologic al României, Anul III 1909, Fasc. 1. Bucuresti 1909.
Schjerning, W.: Dünen in der Provinz Posen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Naturw. Ver., XVI. Jahrg. Posen 1909.
Spethmann, H.: Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus auf Island. S.-A. aus: Globus, **96**, 3. Braunschweig 1909.
Steinmann, G.: Rassenpersistenz bei Ammoniten. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1909, Nr. 8. Stuttgart 1909.
— Probleme der Ammoniten-Phylogenie (Gattung *Heterotissotia*). S.-A. aus: Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn. Jahrg. 1909. Bonn 1909.
— Zur Abstammung der Säuger. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre 1909, H. 2. Berlin 1909.
Stille, H.: Der geologische Bau des Weserberglandes. S.-A. aus: Das Weserbergland und der Teutoburger Wald. Bielefeld u. Leipzig 1909.
— Zonares Wandern der Gebirgsbildung. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. zu Hannover 1909.
— Marines Oligocän westlich von Hannover. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. zu Hannover 1909.
— Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. Müller bei Paderborn. S.-A. aus: Mon.-Ber. d. Deutsch. geol. Ges. **61**, H. 4. Berlin 1909.
Schucht, F.: Die Verhandlungen der ersten internationalen agrogeologischen Konferenz in Budapest. S.-A. aus: Journal für Landwirtschaft. Göttingen 1909.
Tornier, Gustav: Wie war der *Diplodocus Carnegii* wirklich gebaut? S.-A. aus: Sitzungsber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde zu Berlin 1909.
Vorländer, D., u. H. Hauswaldt,: Achsenbilder flüssiger Krystalle. Nova Acta. Abh. d. Kais. Leop. Carol. Deutschen Akademie der Naturforscher, Bd **90**, Nr. 2. Halle 1909.
Walther, Karl: El diluvio en los alrededores de Mondevideo. Sep. de la Revista del Instituto de Agronomia de Montevideo 1909.

Waldschmidt, E.: Die Grenze zwischen Mitteldevon und Oberdevon im „Elberfelder Kalkstein“ bei Elberfeld. Aus: Jahresberichte des Naturw. Ver. in Elberfeld, H. 12, 1909. Elberfeld 1909.

— Das Alter des „Osterholzgesteins“. W. v.

van Waterschoot van der Gracht u. W. Jongmanns: Memoirs of the Government Institute for the Geological Exploration of the Netherlands. The Hague 1909.

Weber, M.: Zur Petrographie der Samoa-Inseln. S.-A. aus: Abhandl. der Bayr. Akad. d. Wissensch., II. Kl., Bd XXIV, II. Abt. München 1909.

Wegner, Rich. N.: Zur Kenntnis der Säugetierfauna des Obermiocäns bei Oppeln (Oberschlesien). S.-A. aus: Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 5 u. 6, 1908. Wien 1908.

— Ein überzähliger Prämolar beim Siamang. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, Jahrg. 1908, H. 1 (10) S. 86—88.

— Übersicht der bisher bekannten *Astieria*-Formen der Ammonitengattung *Holcostephanus* nebst Beschreibung zweier neuer Arten. S.-A. aus: N. Jahrb. f. Min., Jahrg. 1909, Bd I. Stuttgart 1909.

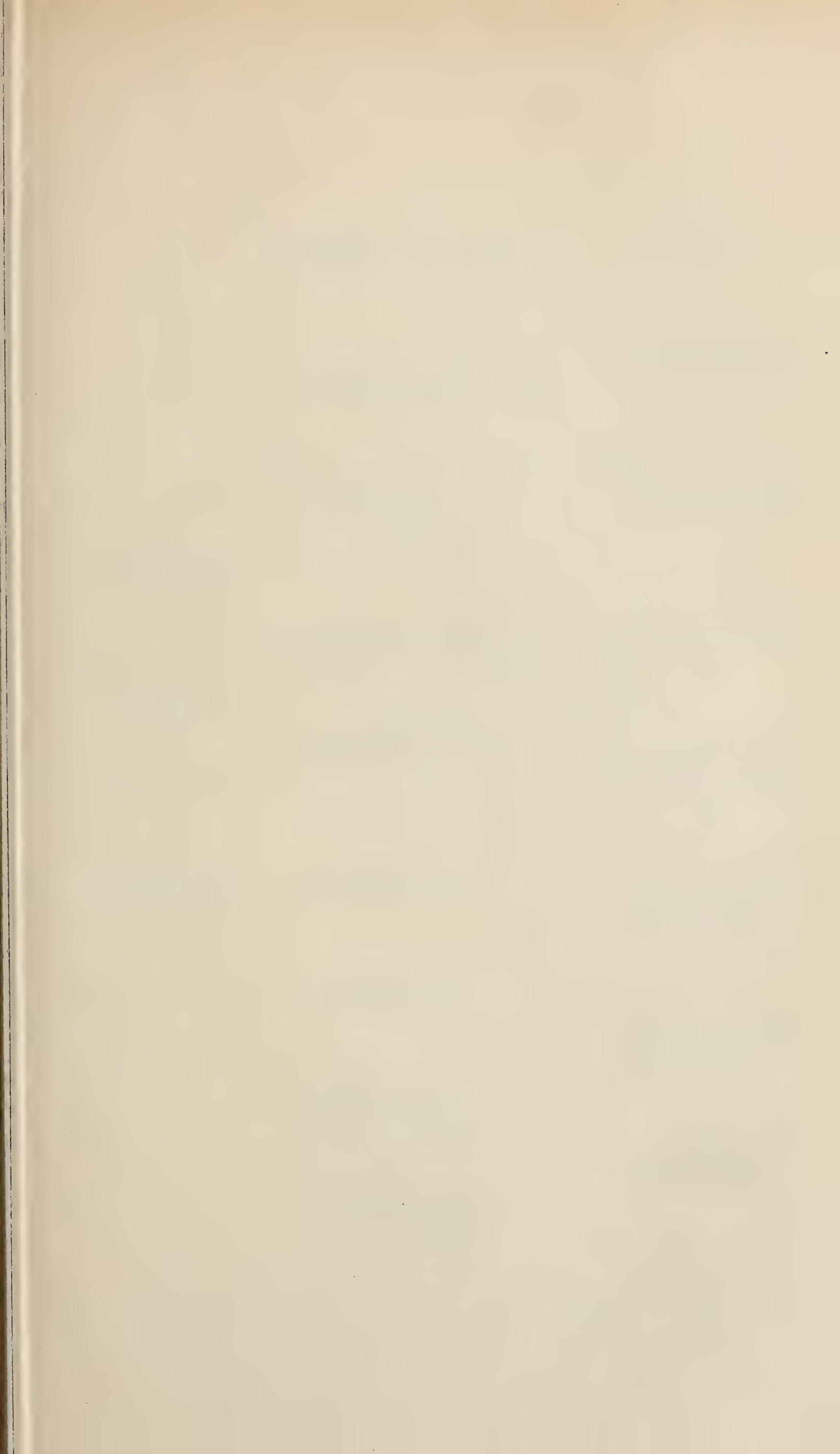
— Überzählige Incisiven bei Affen. S.-A. aus: Zeitschr. f. Morphologie und Anthropologie, Bd XII, H. 2. Stuttgart 1909.

Wichmann, C. E. A.: The fens of the Indian Archipelago. Proceedings of the Meeting of Saturday, May 29. 1909. Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Amsterdam 1909.

Wiegers, Fritz: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. S.-A. aus: Prähistorische Zeitschrift, 1. Bd, 1. H. Südende-Berlin 1909.

Zuber, Rudolf: Klippe tithonique à Kruhel Wielki près Przemy’sl. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo’w.

— Contributions à la stratigraphie et tectonique des Karpathes. S.-A. aus: „Kosmos“ XXXIV. Lwo’w.



Erläuterung der Texttafel zu Seite *416.*

Belemniten aus der Tourtia von Lüneburg.

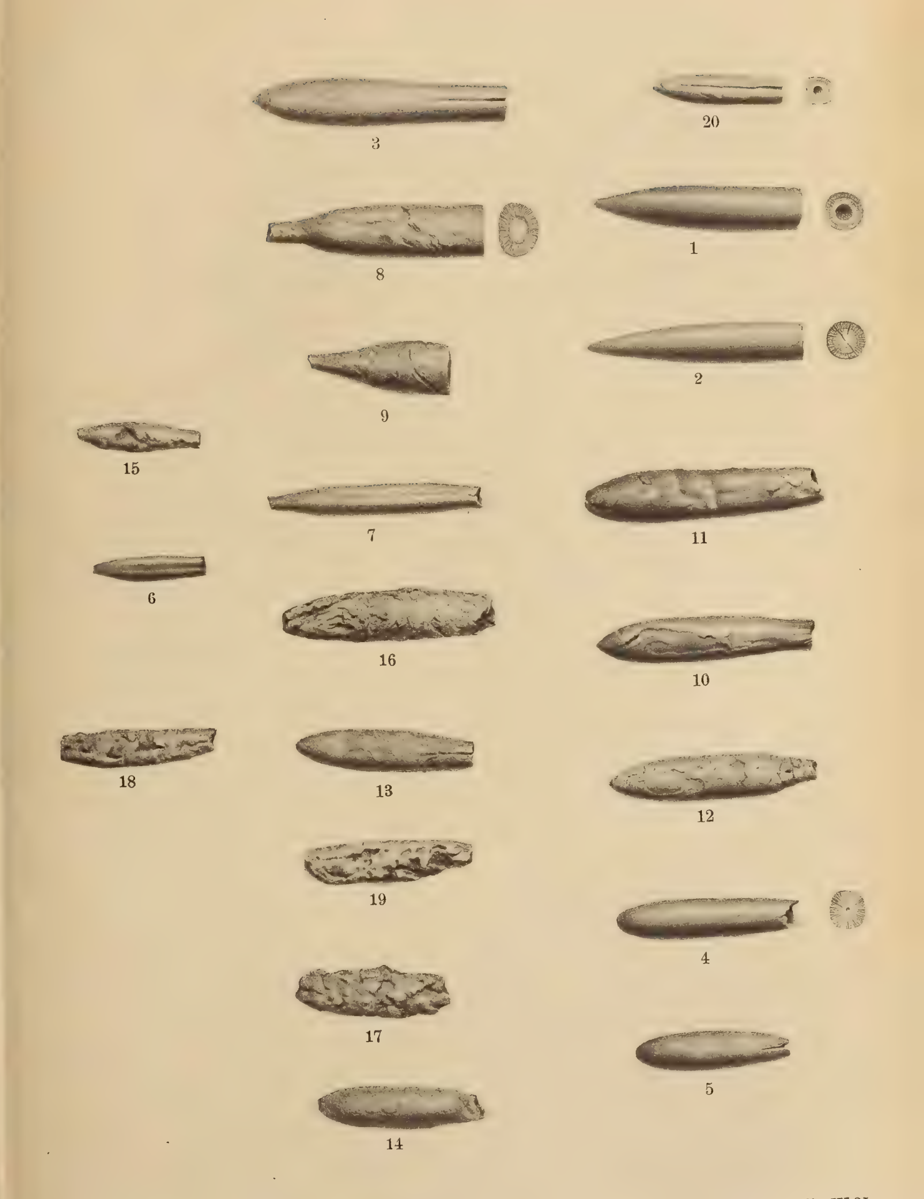
1 und 2. *Belemnites ultimus* ORB. auf primärer Lagerstätte.

3 bis 19. *Belemnites minimus* LIST. auf sekundärer Lagerstätte in allen Stadien der Abrollung und Korrosion. Auch die scheinbar am besten erhaltenen Exemplare 3 bis 7 zeigen unverkennbare Spuren der Abrollung.

20. *Belemnites* sp. auf sekundärer Lagerstätte.

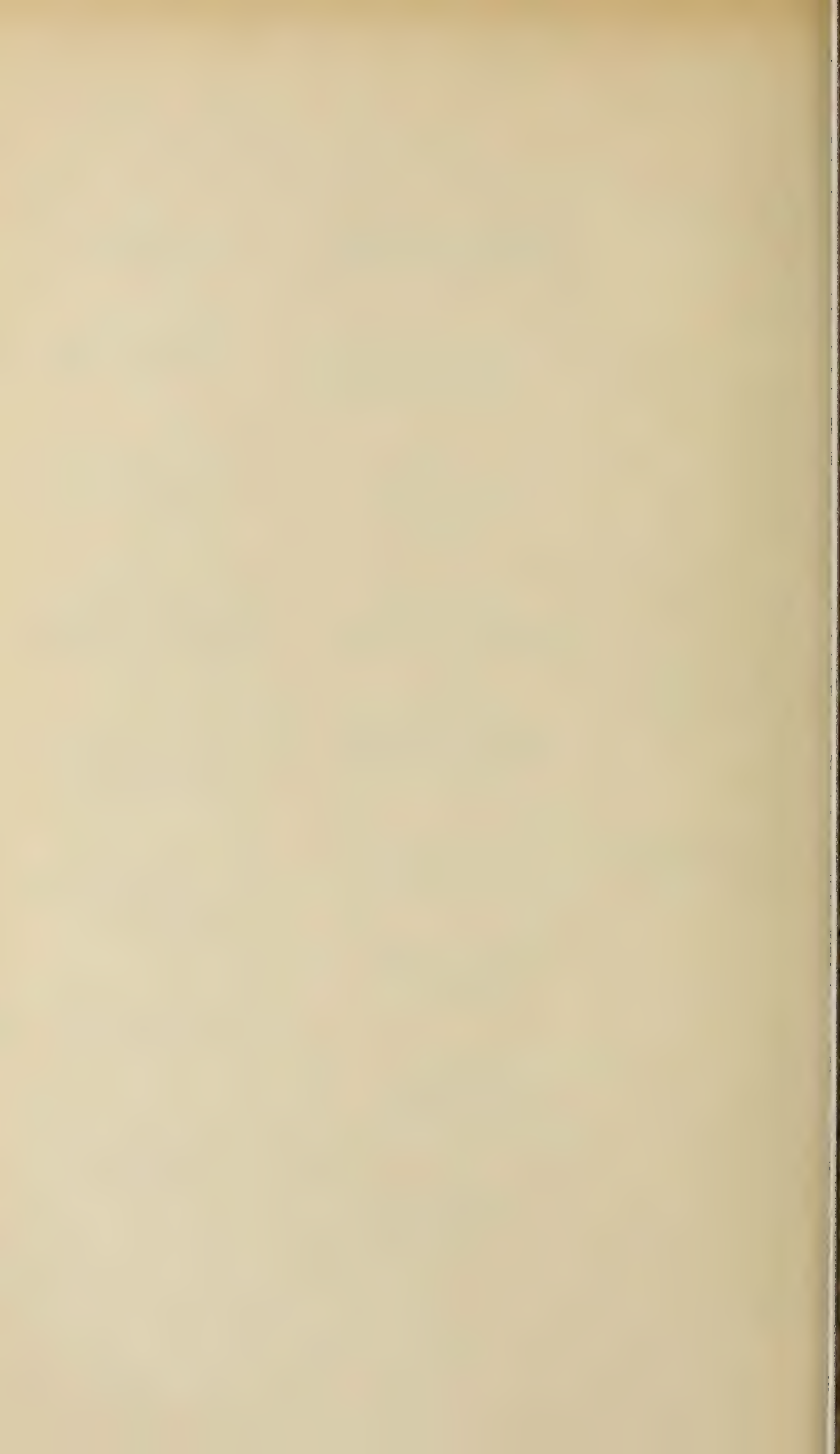
Sämtlich $^{1}/_{1}$ der nat. Größe.

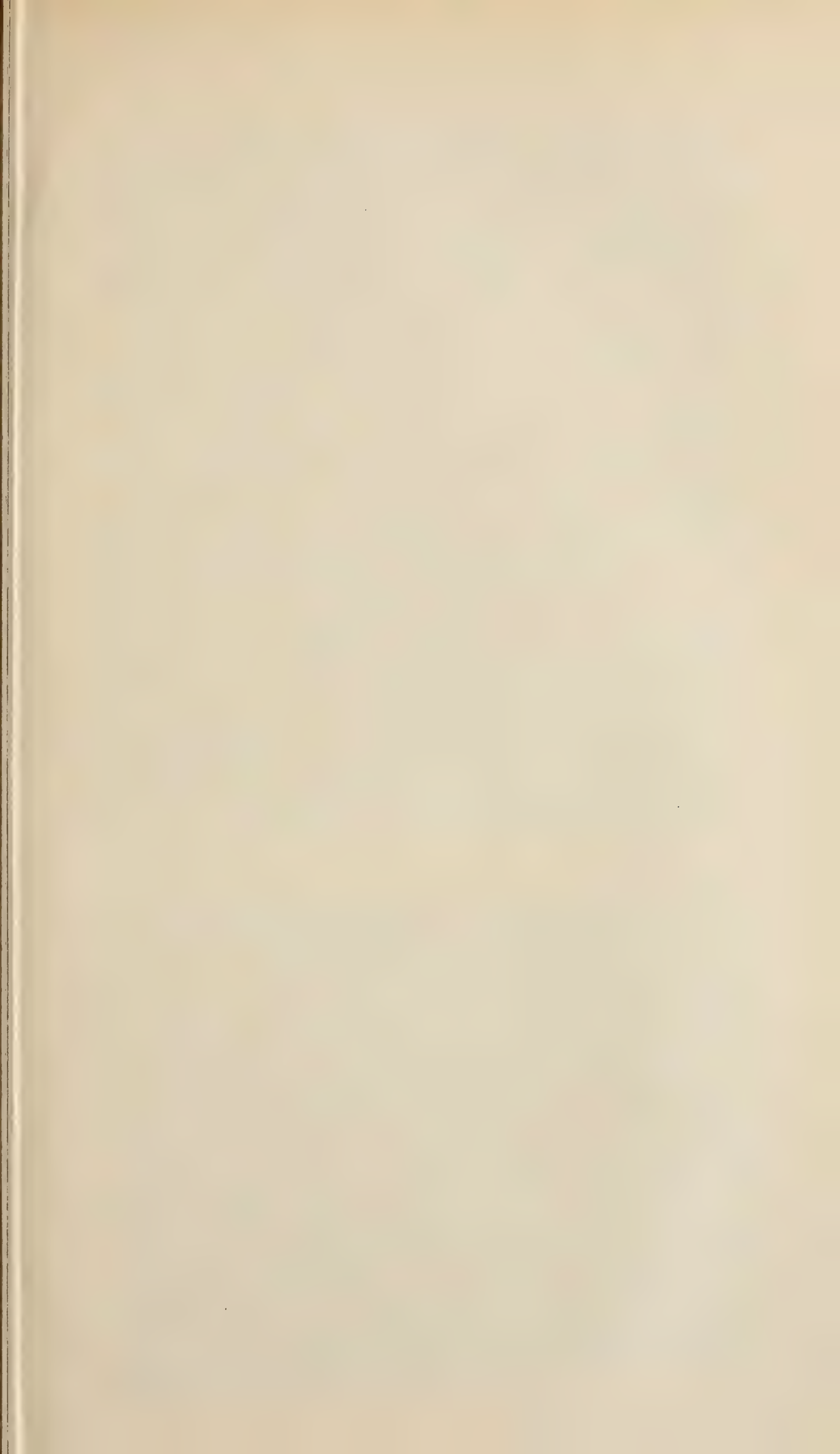
Zu Seite 416.



Gg. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

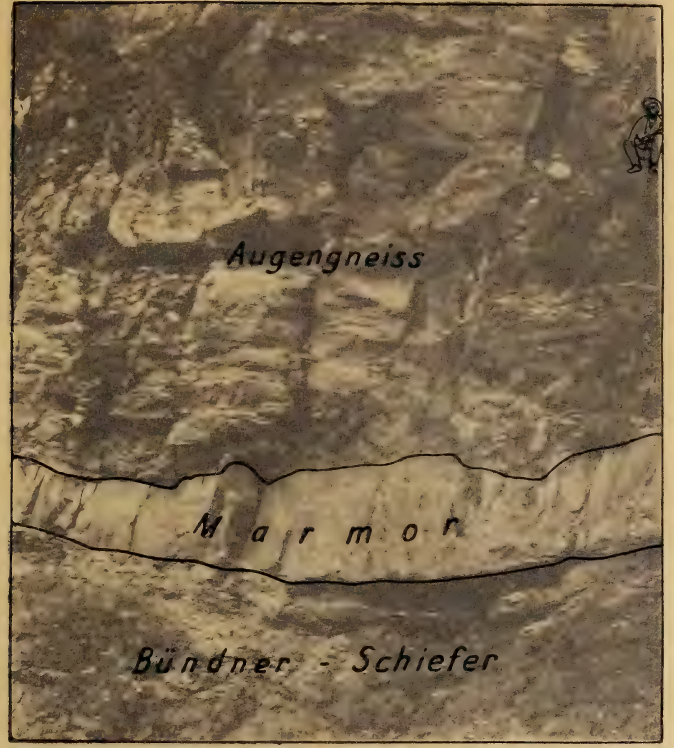




Erläuterung der Texttafel zu Seite *458*.

Oben: Auflagerung von Augengneis der Tambo(?)-Decke auf Marmor und Bündner Schiefer der Aduladecke, östlich von Vals-Platz. (Der sitzende Mann dient als Größenmaßstab.)

Unten: Augengneis der Tambo(?)-Decke, südlich des Faltschonhorns (ca. $^1/_7$).



Aufgenommen von O. Wilckens
18. VIII 1909.



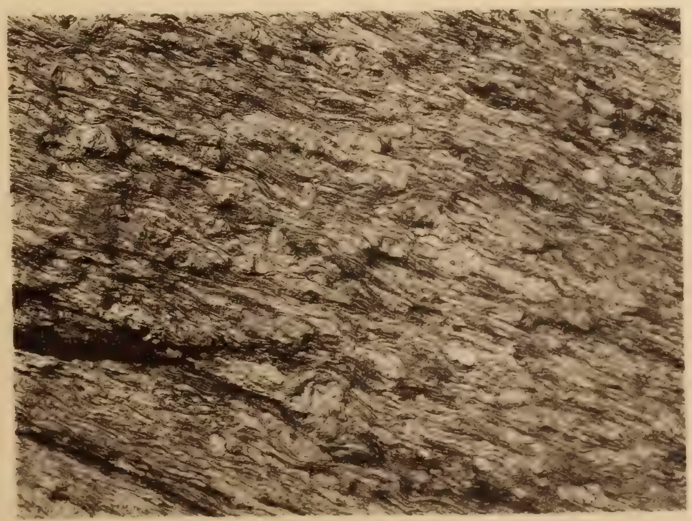
Aufgenommen von O. Wilckens
24. VIII. 1909.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

Deckblatt zu der Texttafel zu S. 458.

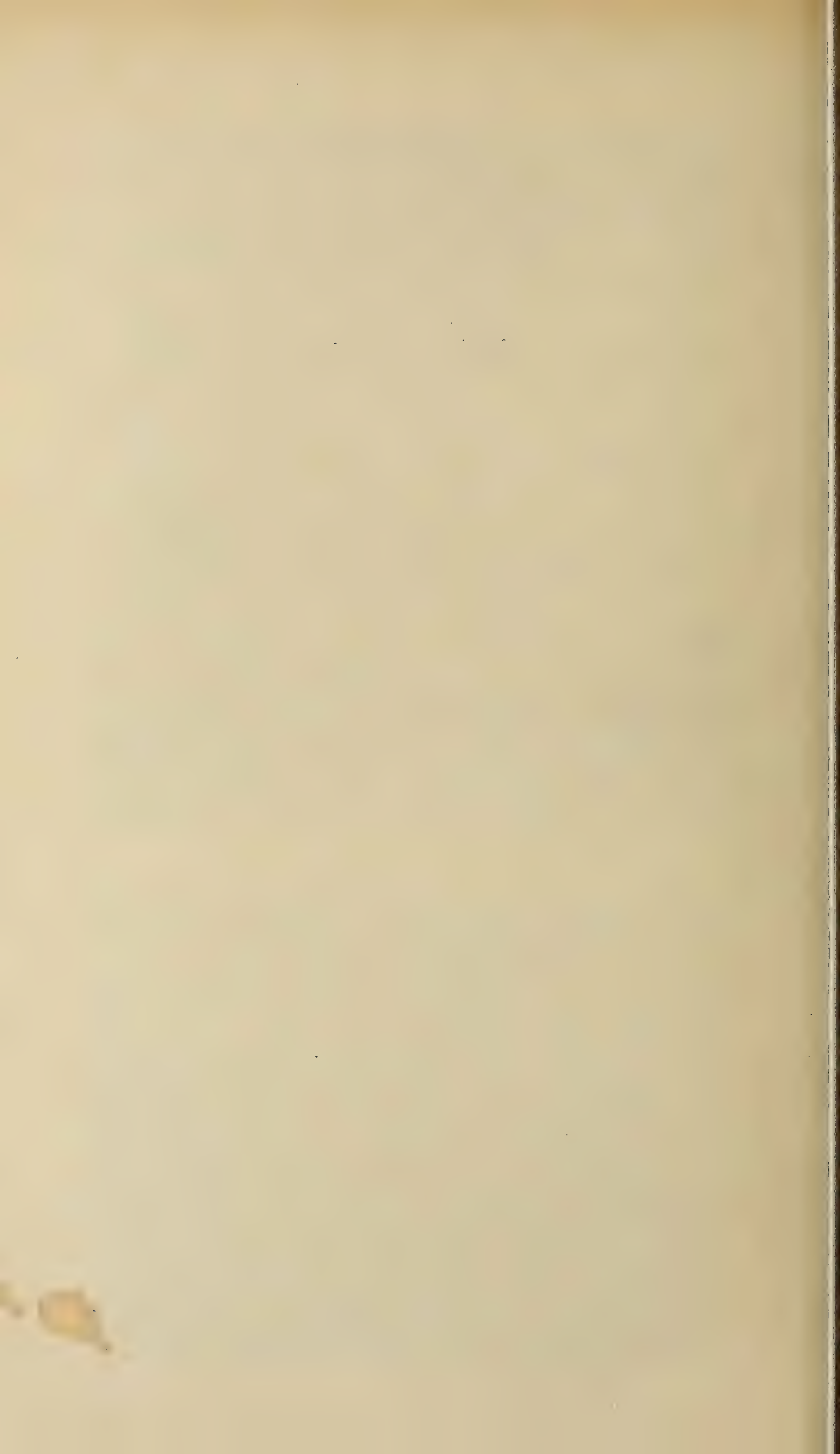


Aufgenommen von O. Wilckens
18. VIII. 1909.



Aufgenommen von O. Wilckens
24. VIII. 1909.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.



Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 12. 1909.

Protokoll der Sitzung vom 1. Dezember 1909.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet um 6¼ Uhr die geschäftliche Sitzung und nimmt satzungsgemäß die Feststellung des Wahlergebnisses vor.

Um 7½ Uhr eröffnet der Vorsitzende die wissenschaftliche Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Dem vor kurzem verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft, Herrn Dr. FELIX CORNU in Leoben, widmet der Vorsitzende warme Worte des Andenkens, und die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Sitzen.

Als Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. FRANZ PIETZKER, Berlin, Steglitzer Straße 50, vorgeschlagen von den Herren FINCKH, MENZEL und SOENDEROP.

An Stelle des Herrn Prof. Dr. THIEME, der aus der Gesellschaft ausscheidet, wünscht Mitglied zu werden:

Die *Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft in Posen*, vorgeschlagen von den Herren EBERDT, RAUFF und ZIMMERMANN.

Es wird sodann mitgeteilt, daß für eine vom Reichskolonialamt ausgerüstete, unter der Leitung des Prof. SCHULTZE in Jena stehende Forschungsreise nach Neu-Guinea ein Geologe zur Untersuchung des Grenzgebietes zwischen Holländisch- und Deutsch-Neu-Guinea gesucht wird. Interessenten werden gebeten, sich zu weiterer Auskunft an Herrn Geheimrat BEYSCHLAG zu wenden.

Sodann erteilt der Vorsitzende Herrn JENTZSCH zu seinem Vortrag: Über den Begriff „Drumlin" das Wort. Eine Diskussion findet nicht statt.

Herr O. GRUPE sprach über das Thema: **„Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten."**

Die Flußablagerungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine sind in den letzten Jahren wiederholt Gegenstand geologischer Untersuchungen gewesen, bieten uns aber gleichwohl noch eine Reihe ungelöster Probleme, vor allem hinsichtlich ihrer Altersbeziehungen zu den glazialen Ablagerungen, die mehr oder weniger weit nach Süden in die einzelnen Täler hineingreifen und in Konnex mit jenen treten.

Bei meinen Kartierungsarbeiten in diesem Gebiete habe ich mein besonderes Augenmerk auch auf die diluvialen Ablagerungen gerichtet, und die bisherigen Ergebnisse hierüber möchte ich als Beitrag zur Deutung ihres Alters und ihrer Entstehung in kurzgefaßter Form mitteilen. Eine ausführlichere Darstellung der Verhältnisse, speziell der Terrassenbildungen zwischen Karlshafen und Hameln, behalte ich mir für später vor, sobald die Spezialkartierung dieses Gebietes abgeschlossen ist.

Durchwandert man das landschaftlich anmutige, von hohen bewaldeten Buntsandstein- und Muschelkalkbergen umrahmte Wesertal von Karlshafen abwärts über Höxter und Holzminden auf Hameln zu, so beobachtet man oft auf weite Strecken einen deutlichen Terrassenbau im Tale, der besonders markant zwischen Holzminden und Hameln in Erscheinung tritt und für diesen Teil des Tales bereits früher von mir kurz behandelt worden ist[1]).

Wir sehen zunächst, daß sich von der heutigen Talaue, in der der Fluß in vielfachen Windungen mäandert, eine etwas höher gelegene Stufe abhebt, die den gewöhnlichen Hochwasserfluten entrückt und von fruchtbaren Feldern bedeckt ist. Diese Untere Terrasse steigt um höchstens 3—5 m an bis zum Fuße einer neuen, der Mittleren Terrasse, die mehr oder weniger auffallend, oft wallartig über der ersteren emporragt und bis zu einer Höhe von 12—15 m sich erhebt. Während jene in der Hauptsache aus Flußsanden, Auelehmen

[1]) GRUPE: Zur Entstehung des Wesertals zwischen Hameln und Holzminden. Diese Zeitschr. **57**, Monatsber. *S. 43—51.*

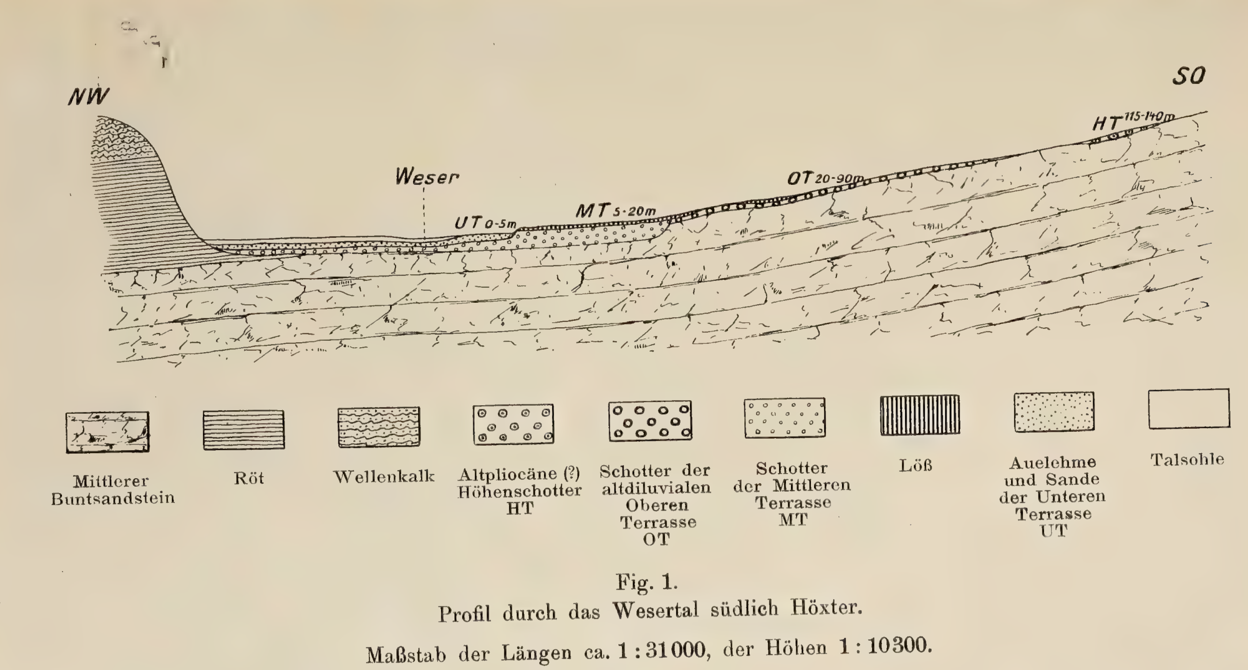


Fig. 1.
Profil durch das Wesertal südlich Höxter.

Maßstab der Längen ca. 1 : 31000, der Höhen 1 : 10300.

und Schlickbildungen des älteren Alluviums oder möglicherweise auch des jüngsten Diluviums besteht, die auch noch heute bei außergewöhnlichen Überschwemmungen unter Wasser gesetzt werden können, treten in der nächst älteren Mittleren Terrasse, vielfach von Löß überkleidet, schon weit mehr gröbere Schotter hervor.

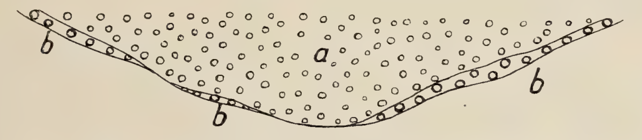
Außer diesen Flußabsätzen treten jedoch im Wesertal noch höher gelegene Flußschotter auf, allerdings nicht wie jene in Gestalt einer durchgehenden Terrasse, sondern in Form einzelner Schotterpartien, die nur noch sporadisch auf einigen Kuppen und an einigen Hängen in den verschiedensten Höhenlagen und meist nur als geringmächtige Decke auf dem älteren Gebirge liegen. Ihr Material besteht aus durchschnittlich faustgroßen oder auch über faustgroßen Geröllen von Buntsandstein, Muschelkalk, Tertiärquarzit, sowie aus Thüringerwaldgesteinen, Kieselschiefer, Fettquarz, Porphyr, Granit, von geringerer Korngröße. Die Buntsandsteine wiegen im allgemeinen bei weitem vor, verhältnismäßig häufig sind auch die Tertiärquarzite, was darin seine Erklärung findet, daß das Tertiär in der älteren Diluvialzeit noch in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit die verschiedenen Triashöhen bedeckte. Die Muschelkalkgesteine können dagegen auf weite Strecken vollkommen fehlen, wie z. B. am ganzen Sollingrande südlich Holzminden, und es ist dies, wie ich bereits an anderer Stelle[1]) ausgeführt habe, mit ein Beweis dafür, daß das Tertiär ehemals unmittelbar den Buntsandstein des Sollings überlagerte, und deshalb die Muschelkalkgräben des Sollings bereits vor Ablagerung des Tertiärs, d. h. in vortertiärer oder wenigstens doch alttertiärer Zeit, entstanden sind.

Die größte vertikale und horizontale Ausdehnung besitzen diese älteren Schotter in der Umgebung von Boffzen-Fürstenberg, südöstlich Holzminden-Altendorf, südlich Bevern und südöstlich Hehlen. Sie ziehen sich hier vom Rande der Mittleren Terrasse aus teils ununterbrochen, teils von Löß überlagert an den einzelnen Hängen bis zu 60 m oder gar 70 m hoch hinauf, nur höchstselten kommen Gesteine des liegenden älteren Gebirges zwischen ihnen zum Vorschein; in ihrem ganzen Umfange sind sie am besten bei Boffzen schräg gegenüber Höxter aufgeschlossen, wo ein tief eingeschnittener Weg durch den 50—60 m hohen Schotterhang hindurchführt. Diese

---

[1]) Grupe: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 612 ff.

Lagerungsverhältnisse weisen somit auf eine mindestens 60—70 m betragende Mächtigkeit der ehemaligen altdiluvialen Aufschüttungsterrasse, der Oberen Terrasse, hin, die gleich nach ihrem Absatze zum allergrößten Teile wieder zerstört sein muß und nur hier und da einzelne von der Erosion verschont gebliebene Relikte hinterlassen hat. Folgende schematische Skizze (Fig. 2) möge diese Auffassung, wie sie auch früher schon von KOKEN und mir vertreten worden ist, veranschaulichen:



a = Ehemalige Aufschüttung der 60 - 70 m mächtigen Oberen Terrasse.
b = An den Hängen hinterbliebene Erosionsrelikte derselben.

Fig. 2.

Aus dieser Skizze geht zugleich hervor, daß die Schotter keine morphologisch gut ausgebildete Terrasse mehr bilden wie etwa die tiefer gelegenen Ablagerungen der Mittleren und Unteren Terrasse, sondern nur noch mehr oder weniger gleichmäßige und verhältnismäßig geringmächtige Decken auf den älteren Schichten, die dann hier und da inmitten der Schotter in „Erosionsfenstern" zum Vorschein kommen können. Nur an einer Stelle sind die Schotter der Oberen Terrasse noch in ihrer vollen, ursprünglichen Mächtigkeit erhalten geblieben, nämlich bei Hameln, wo sie einen 50 m hohen Kiesberg aufbauen, allerdings hier nunmehr in Wechsellagerung mit glazialen Sedimenten, worauf ich weiter unten zurückkomme. Diese bedeutende Schottermächtigkeit ist übrigens auch durch Bohrungen im alluvialen Wesertal bei Grohnde und Tündern nachgewiesen, woselbst nachträgliche diluviale Störungen die Schotter in ein wesentlich tieferes Niveau verworfen haben, während im normalen Falle — nach den Ergebnissen der einzelnen Brückenbauten — das ältere Gebirge bereits bei 5—7 m unter dem Flußbette liegt. Derartige jugendliche Krustenbewegungen werden noch anderwärts durch Vorkommen von Weserschottern — z. B. nordwestlich Höxter und nordwestlich Holzminden — angezeigt, die an diesen Stellen nicht in situ abgelagert sein können, vielmehr aus höherer Lage herab in das ältere Gebirge eingesunken sein müssen. Auch zeigen einige Steinbruchsaufschlüsse in dieser Gegend Wesersande und Weserkiese als Spaltenausfüllungen inmitten des älteren Gesteins.

Es läßt sich, wie gesagt, die Mächtigkeit der Oberen Terrasse auf 60—70 m veranschlagen. Nun finden sich aber auch noch in weit höheren Niveaus oberhalb Fürstenberg und auf den Muschelkalkhöhen gegenüber Holzminden bei 115 – 140 m über dem Talboden mehr oder weniger große Schotterpartien, die sich in ihrer durchschnittlichen Zusammensetzung von den tiefer gelegenen nur insofern unterscheiden, als die Tertiärquarzite in ihnen stellenweise ganz besonders angereichert erscheinen. Es ist wohl anzunehmen, daß diese Schotter die Relikte einer selbständigen, älteren und zwar pliocänen Terrasse bilden.

Von noch höherem Alter sind sodann winzige Gerölle von Keuper- und Oberen Muschelkalkgesteinen, die zuweilen hoch oben auf dem Muschelkalkplateau westlich Holzminden in Spalten und Spältchen der anstehenden Schichten zu beobachten sind. Möglicherweise handelt es sich hierbei um tertiäre, vielleicht oligocäne Brandungsgerölle, wie sie in den benachbarten Oligocänbildungen vielfach auftreten, und die durch ihre versenkte Lage inmitten des älteren Gesteins erhalten geblieben sind.

Von Interesse ist nun, daß das Auftreten der Oberen Weserterrasse auf einen anderen Vorgang der Talbildung hinweist, als wir ihn bisher von anderen deutschen Flüssen, beispielsweise vom Niederrhein, kennen. Während dort nach den Untersuchungen der Rheingeologen die altdiluvialen Schotter der Hauptterrasse im großen und ganzen in verhältnismäßig hohem Niveau über dem heutigen Talboden auf den einzelnen Plateauhöhen in geringer Mächtigkeit zum Absatze gekommen sind, muß sich die Weser schon vor Aufschüttung der entsprechenden Schotter in der Pliocänzeit tief eingeschnitten haben, mindestens bis zur heutigen Oberkante der Mittleren Terrasse, also bis ca. 20 m über dem Weserspiegel. In diesem stark erodierten Tale wurden dann in der älteren Diluvialzeit die 60—70 m mächtigen Geröllmassen der Oberen Terrasse abgelagert, während weiter im Norden das Inlandeis allmählich vorrückte und in seiner letzten Vorstoßetappe in Form einzelner Zungen durch die gleichfalls bereits vorhandenen Quertäler der Wesergebirge hindurchdrang und tief unten am Rande des Wesertales seine Endmoränen[1]) bis zu beträchtlicher Höhe auftürmte.

---

[1]) Bezüglich dieser Endmoränen vgl. die neuere Arbeit von SPETHMANN: „Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der Weser“ (Mitt. d. geogr. Ges. in Lübeck, Heft 22, 1908), in der allerdings leider nur von rein morphologischen Gesichtspunkten die glazialen Probleme behandelt werden.

Ganz gleichartige Erscheinungen der Talbildung liegen auch in dem weiter flußaufwärts gelegenen Gebiete von Fulda und südlich Meiningen vor, wo die bekannten *Mastodon*-Reste führenden Oberpliocänvorkommen[1]) — nach den früheren Feststellungen v. KOENENS[2]) und einer freundlichen Mitteilung des dort kartierenden Geologen Herrn Professors BLANCKENHORN — unten im Tale und an den Talgehängen zur Ablagerung gekommen sind und nach oben zu von den Diluvialschottern überdeckt werden. Diese Diluvialschotter ziehen sich nun auch hier bemerkenswerterweise in den verschiedensten Gebieten der Fulda sowohl wie der Werra — z. B. bei Melsungen, Rotenburg, Hersfeld, Vacha, Berka, Schmalkalden, Wasungen usw. — als ununterbrochene Decke 40—50 m, ja stellenweise über 60 m an den Talgehängen hinauf[3]) und erscheinen auch hier genau wie an der Weser von unten nach oben in dieser Mächtigkeit aufgeschüttet, wie das Vorkommen von Pliocän in ihrem Liegenden tief unten im Tale in diesem Falle besonders klar beweist.

Im Vorlande des Harzes in der Gegend von Seesen stellte ich[4]) gleichfalls unter den hercynisch-glazialen Schottern präglaziale (pliocäne) buntfarbige Tone und Schuttmassen fest, die nur etwa 5—10 m über der heutigen Talsohle liegen. Nicht minder beweist dann ferner die mindestens 60 m mächtige Ablagerung der altdiluvialen, glazialen Bildungen an den Leinetalhängen zwischen Freden und Alfeld eine bedeutende Talerosion in vorglazialer Zeit. Und daß auch in anderen Flußgebieten derartige Vorgänge der Talbildung geherrscht haben können, zeigen die Ausführungen STILLEs[5]) über die Entstehung des Almetals südwestlich Paderbon, das in seinem heutigen Unterlaufe seit der Glazialzeit keine wesentliche Vertiefung mehr erfahren hat und jüngere (glaziale) Schotter im Hangenden von älteren (präglazialen) führt.

---

[1]) Vgl. darüber die Ausführungen von SPEYER und BEYRICH in dieser Zeitschr. XXVIII., S. 417 und XXIX, S. 852, sowie WALTHER: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 212.

[2]) v. KOENEN: Über geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 193—194.

[3]) Nach den Aufnahmen von MOESTA, v. KOENEN, BEYSCHLAG, FRANTZEN und BÜCKING.

[4]) Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 507 ff.

[5]) Zur Geschichte des Almetals südwestlich. Paderborn. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 234 ff.

Aber nicht nur die gleichen Vorgänge der Erosion, sondern auch die gleichen Vorgänge der Akkumulation, wie sie sich im Wesertal in der älteren Diluvialzeit abgespielt haben, sehen wir in den Nebentälern der Weser wiederkehren, sind es auch hier nur einzelne Erosionsrelikte, die uns von der ursprünglich bedeutenden Aufschüttung der Oberen Terrasse Zeugnis geben.

So ziehen sich im Lennetal unweit der Weser bei Eschershausen die Schotter in einer Mächtigkeit bis zu ca. 30 m an den einzelnen Triasbergen hinauf und auf der westlichen Weserseite im Flußgebiete der Nethe hat STILLE bei Willebadessen noch mächtigere Schotter nachgewiesen[1]). Im Leinetal treten nach den Aufnahmen v. KOENENs diese älteren Schotter an verschiedenen Punkten auf. In besonders mächtiger, ununterbrochener Ablagerung finden sie sich noch heute bei Gr.-Schneen südlich Göttingen, wo sie 60 m hoch an dem Keuperhange hinaufgehen bis zu einer Höhe von ca. 90 m über dem Niveau der Leine. Eine verhältnismäßig größere Verbreitung besitzen die altdiluvialen Schotter, wie ich festgestellt habe, in dem von der Ilme, einem Nebenflusse der Leine, durchflossenen Markoldendorfer Becken. Die Schotter sind hier ehemals von den Gewässern des Sollings zu einer über das Becken sich ausdehnenden, bis zu mindestens 30 m über der heutigen Talsohle ansteigenden Terrasse aufgeschüttet, wie die einzelnen von der späteren Erosion verschont gebliebenen Schotterpartien zeigen. Auch die am südwestlichen Harzrande[2]) in bedeutender Mächtigkeit aufgehäuften hercynischen Geröllmassen dürften ungefähr der gleichen Periode angehören und unter den gleichen Bedingungen entstanden sein.

Welches aber sind die Bedingungen, unter denen eine so mächtige Akkumulation von Flußschottern erfolgen konnte? Als erster hat sich KOKEN mit diesem Problem unseres Gebietes näher befaßt. In seinen „Beiträgen zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums" (N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XIV, S. 122—124) hat er zugleich einige Untersuchungsergebnisse über die Ablagerungen des Wesertals niedergelegt[3]).

---

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Bl. Willebadessen.

[2]) Vergl. die Blätter Osterode, Gieboldehausen und Lauterberg der geol. Spezialkarte.

[3]) Eine Reihe nicht veröffentlichter Aufzeichnungen über diesen Gegenstand hat mir Herr Prof. KOKEN liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche. Dieselben enthielten für meine Studien viel wertvolles Material.

KOKEN geht so weit, daß er sämtliche Weserschotter als eine einheitliche Aufschüttung ansieht, aus der die einzelnen Terrassen durch Flußerosion herausgeschnitten seien. Demgegenüber haben allerdings meine Untersuchungen die geologische Selbständigkeit der Unteren und Mittleren Terasse nachgewiesen, worauf ich noch näher eingehen werde. Als Ursache der mächtigen Schotterauffüllung (der Oberen Terrasse in unserem Sinne) betrachtet KOKEN die Stauwirkung des in die Gebirgstäler eindringenden Inlandeises, und zwar fällt nach ihm die Bildung der Terrasse in die Zeit der stärksten Ausdehnung des Eises in der Herforder Gegend. Nun hat aber schon früher WEERTH[1]) verschiedene Vorkommen von Geschiebemergel in der Gegend von Detmold bekanntgegeben, und neuerdings hat STILLE[2]) sogar auf dem Paderborner Kreidegebirge eine ausgedehnte Grundmoränendecke festgestellt. Das Eis ist also danach noch viel weiter nach Süden vorgerückt, und aus den nur knapp gehaltenen Ausführungen KOKENS ist auch nicht recht ersichtlich, bei welchem Grade des Aufstaus die Schottteraufschüttung flußaufwärts erfolgt sein soll, ob die Weser in der (von KOKEN angenommenen) Maximaleiszeit noch einen Abfluß gehabt haben soll oder nicht.

Einen ähnlichen Standpunkt vertritt in dieser Frage neuerdings MENZEL in seinem Aufsatze „Über die Einhornhöhle bei Scharzfeld am Harz“ (1. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver., S. 31—33). MENZEL bringt die in beträchtlichen Höhenlagen — bis zu ca 250 m Meereshöhe — vorkommenden Schotter im Leinetal und am südwestlichen Harzrande mit einem völligen Aufstau der Flußgewässer durch den Gletscher in Zusammenhang, der der Leine und ihren Nebenflüssen den Weg nach Norden abschnitt, sie aufstaute und schließlich zu einem Abflusse über die Eisbarre hinweg nach N oder über die Wasserscheiden nach W nach der Weser zu zwang. Mag während dieser maximalen Eisperiode schließlich einmal ein solcher Aufstau erfolgt sein oder nicht, jedenfalls kann mit diesem eigentlichen Aufstau m. E. nicht die mächtige Flußschotterbildung zusammenhängen. Ihre oft über faustgroßen Gerölle können unmöglich Stauseeablagerungen sein. Auch der Verlauf ihrer Terrasse spricht ohne weiteres dagegen, wie es die in größerer Ausdehnung noch erhaltenen gemischten glazial-hercynischen Schottermassen in der Gegend von Seesen und Gandersheim besonders instruktiv zeigen, die gleichalterige

[1]) Diese Zeitschr. **33**, 1881, S. 465.
[2]) Bl. Etteln und Erläuterungen.

und gleichartige Bildungen darstellen. Wie ich bereits früher dargelegt habe[1]), senkt sich die Terrassenoberfläche dieser vor dem Inlandeise nach der Leine zu abgelagerten Schotter von 220 m Meereshöhe nahe dem Harzrande bis zu ca. 140 m bei Kreiensen an der Leine hinab und beweist, daß die am nordwestlichen Harzrande zu dieser Zeit bereits gestauten Wassermassen nach Westen durch das Gandersheimer Becken hindurch zur Leine und in diesem Tale nach Norden hin Abfluß fanden[2]).

Kann ich nun somit auch die Schotter nicht als ein echtes Stauseeprodukt ansehen, so möchte ich doch zur Erklärung ihrer bedeutenden Mächtigkeit gleichfalls eine aufstauende Wirkung des Gletschers in gewissem Sinne annehmen, wie ich es schon früher in dem erwähnten Aufsatze ausgeführt habe. Schon von dem Zeitpunkte an, wo das vordringende Inlandeis und seine Schmelzwässer auf den Lauf der ihnen entgegenkommenden und durch die umfangreichen Niederschläge der Eiszeit beträchtlich angeschwollenen Flüsse verzögernd und hemmend einwirkten, mußte eine Verringerung der Transportkraft der Flüsse und damit zumal bei allmählichem Vorrücken und längeren Stillstandsphasen des Eises eine mächtige Geröllaufschüttung („rückschreitende Akkumulation") talaufwärts auftreten. Diese Geröllaufschüttung hielt so lange an, als der Fluß seinen wenn auch behinderten Abfluß nach Norden noch besaß oder wenigstens doch seitwärts ausweichen konnte, und läßt nach ihrer Höhenlage einen Rückschluß zu auf die Mindestmächtigkeit des im Bereiche des Wesergebietes lagernden Inlandeises von 250—300 m. Erst als der Gletscher so weit in das Gebirgsland eingedrungen war, daß er die Flüsse zu abflußlosen Staubecken aufstaute, fand naturgemäß die Flußgeröllablagerung ihr Ende. Ist es aber überhaupt zu einem solchen Aufstau und vollends weiterhin zu einer Rückläufigkeit der Flüsse, wie man sie vielfach annimmt, gekommen? Das Fehlen jeglicher Ablagerungen, die auf ein solches Abströmen der aufgestauten Flußgewässer nach Süden zu hinweisen, läßt diese Annahme nicht sehr glaubwürdig erscheinen, und es ist deshalb die neuerdings von HENKEL[3])

---

[1]) Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 507 ff.

[2]) Herr Dr. MENZEL hat meine früheren Ausführungen offenbar falsch verstanden, wenn er meint, ich hätte einen Aufstau bis zu 250 m angenommen; ich habe nur von einer Höhenlage des Gletschers bis zu mindestens 250 m gesprochen.

[3]) Vgl. Globus, Bd. **95**, Nr. 1.

geäußerte Ansicht wohl beachtenswert, daß die Flüsse, als ihnen kein anderer Ausweg blieb, sich ihr Bett in das Eis hineinschmolzen und auf diese Weise einen Abfluß unter dem Eise erzwangen. Sollte dies wirklich der Fall gewesen sein, so war natürlich auch hierbei der Wasserabfluß stark gestört und beschränkt und hatte eine weitere Geröllakkumulation talaufwärts im Gefolge.

Führen schon diese Betrachtungen über die Entstehung der mächtigen Flußschotter zu der Auffassung, daß sie gleichalterig sind mit den weiter nördlich auftretenden glazialen Ablagerungen, so bieten uns für diese Altersdeutung einen besonders augenfälligen Beweis die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Gegend von Hameln, wo zum ersten Male die nordischen Bildungen[1]) zu den einheimischen Flußschottern hinzutreten.

Schon STRUCK[2]) und nach ihm SPETHMANN[3]) haben uns über die Endmoräne der Düttberge östlich Hameln an der Einmündung des Quertals der Hamel berichtet. Bestehen dieselben auch großenteils aus feineren Komponenten, nordischen Sanden und Geröllen nordischer und einheimischer Herkunft, so kennzeichnen sie sich doch als eine endmoränenartige Bildung, und zwar hauptsächlich durch ihre morphologische Form, mag diese auch außerdem durch die nachträgliche Denudation noch stark beeinflußt worden sein. Aus dem vereisten Nebental der Hamel heraus ergossen sich nun die Schmelzwasserströme in das Wesertal bei Hameln hinein, vereinigten sich hier mit der Weser und bewirkten mit dieser gemeinsam eine mächtige Ablagerung gemischter Sande und Schotter, wie sie unmittelbar nordöstlich Hameln in einem aus

---

[1]) Die von DECHEN auf seiner Karte viel weiter südlich in der Gegend von Polle gezeichnete Grenze der Verbreitung nordischer Geschiebe ist danach zu berichtigen.

[2]) STRUCK: Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitt. d. Geogr. Ges. in Lübeck. 1904. S. 89.

[3]) Die von SPETHMANN in seinem erwähnten Aufsatze gezeichnete Endmoräne bei Hameln enthält allerdings die heterogensten Bildungen: Endmoräne, Obere Terrasse und Mittlere Terrasse. Als Endmoräne sind allein die Düttberge aufzufassen, während der auf der anderen Seite der Hamel nordöstlich Hameln aufragende, aus fluvioglazialem und Wesermaterial zusammengesetzte Kiesrücken der mächtigen Oberen Terrasse angehört und von der Endmoräne der Düttberge durch die tiefer gelegene Mittlere Terrasse getrennt wird. Der Bogen der SPETHMANNschen Endmoräne ist danach alles andere als ein Endmoränenbogen und in seiner randlichen Kontur durch die spätere Flußerosion und die Anlagerung der Unteren Terrasse und Talsohle an die älteren Aufschüttungen bedingt.

dem Wesertal 50 m hoch aufsteigenden Kiesrücken durch zahlreiche Kiesgruben aufgeschlossen sind. Typische Weserschotter und Wesersande der Oberen Terrasse wechsellagern hier mit nordischen Kiesen und Sanden und zeigen uns, daß die Flußschotter der Oberen Weserterrasse zur Zeit der Vereisung des nördlich angrenzenden Gebietes in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m[1]) abgelagert wurden, und zwar in einem Tale, das bereits zu dieser Zeit bis zu bedeutender Tiefe, bei Hameln mindestens bis zu seinem heutigen Niveau eingeschnitten war.

Die mächtigen und auch horizontal weit ausgedehnten Schotter der Oberen Terrasse blieben aber nicht lange erhalten. Sobald in der folgenden Interglazialzeit nach dem Rückzuge des Inlandeises die Flüsse wieder frei und ungehindert nach N abströmen konnten, setzte eine starke Erosion ein, welche die Schotter bis auf die wenigen noch erhalten gebliebenen Reste bis unten hin beseitigte. Auch die nach Ablagerung der Oberen Terrasse zu Beginn der ersten Interglazialzeit sich abspielenden diluvalen Krustenbewegungen dürften zur Aufnahme der erodierenden Tätigkeit des Flusses mit beigetragen haben. Erst in einem späteren Stadium, aber noch während der Interglazialzeit, wie wir sehen werden, trat an Stelle der Erosion wieder eine anhaltendere Akkumulation, welche die Mittlere Schotterterrasse schuf.

Im Gegensatz zu der Oberen Terrasse bildet diese bis zu etwa 20 m über der heutigen Talsohle sich erhebende Mittlere Terrasse oft weit durchgehende Züge, die um so mehr morphologisch hervortreten, je weniger sie von Löß verhüllt werden. Schon dadurch kennzeichnet sie sich als eine jugendlichere Form der Aufschüttung. Ferner charakterisiert sie sich gegenüber der Oberen Terrasse dadurch, daß sie an ihrem Außenrande in ihrer vollen Mächtigkeit von mindestens 20 bis 25 m an den älteren Schichten abbricht, die dann in ihrem Hangenden oft in unmittelbarem Anschluß an die Schotter der Mittleren Terrasse die Schotter der Oberen Terrasse als spärliche und vielfach nur dünne Decken tragen. Ihr Material ist im großen und ganzen dasselbe wie das der Oberen Terrasse, nur machen sich in ihr die Tertiärquarzite weit weniger bemerkbar, und außerdem unterscheidet sie sich auch von jener

[1]) Eine Bohrung, die in einer am Fuße des 50 m hohen Kiesberges gelegenen Kiesgrube angesetzt wurde, durchteufte die Schotter bei 10 m noch nicht.

in der Korngröße: Die einzelnen Gerölle haben durchschnittlich geringeren Umfang, und es stellen sich des öfteren auch feinere Komponenten, mehr oder weniger feinkörnige und z. T. tonige Sande, ein.

Die Terrasse zeigt natürlich eine Änderung in der Beschaffenheit ihrer Schotter, sobald sie in den Bereich der Nebentäler tritt, und besteht dann hier nur noch aus Geröllen von Triasgesteinen, die talaufwärts immer mehr einen schuttartigen Charakter annehmen. Die Mittlere Terrasse läßt sich auf diese Weise, soweit sie noch erhalten geblieben ist, vom Haupttal aus in viele Nebentäler hinein verfolgen und bildet schließlich die toten Talböden der Seitentälchen und Talschluchten. Wir sehen daran, daß schon bei dem Absatze dieser diluvialen Mittleren Terrasse das heutige Talsystem bis in seine Einzelheiten im großen und ganzen ausgebildet war, und daß die diese verschiedenen Täler und Tälchen einst durchströmenden Wassermassen im Laufe der Zeit erheblich an Umfang abgenommen haben oder gar vollkommen versiegt sind.

Auch im Norden in der Hamelner Gegend lagert sich die Mittlere Terrasse als die jüngere Bildung seitlich an die Obere Terrasse, die hier noch tiefer, bis zum Niveau des Talbodens, hinuntergeht, sowie an die Endmoräne der Düttberge an und verläuft an ihnen in gleichmäßiger Weise vorbei flußabwärts, abgesehen von den Unterbrechungen, die die jüngeren Bildungen der Unteren Terrasse und Talsohle bewirken. Am Sintelberge bei Hameln sind der Mittleren Terrasse zum ersten Male nordische Geschiebe, aus dem älteren Glazialdiluvium stammend, eingelagert.

Die Kiese der Mittleren Terrasse führen in ihrem unteren Teile des öfteren Säugetierreste vom Typus der Rixdorfer Fauna. Die reichste Fundstätte bildeten bisher die Kiesgruben am Sintelberge bei Hameln. Es wurden nach STRUCKMANN[1]) dort früher gefunden: *Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Cervus elaphus, Bison priscus, Bos primigenius, Equus caballus, Ovibos moschatus, Felis spelaea,* also neben nordischen Formen solche, die, wie schon STRUCKMANN betont, auf ein gemäßigtes Klima schließen lassen.

Eine weitere interessante Bildung der Mittleren Terrasse repräsentiert das altbekannte Torf- und Tonlager der ehemaligen Zeche Nachtigall am linken Weserufer zwischen Höxter und

---

[1]) STRUCKMANN: Jahresber. d. naturh. Ges. in Hannover 1812, S. 55—56. Diese Zeitschr. 1887, S. 601—604.

Holzminden, das bereits von v. DECHEN und nach ihm auch von KARTHAUS[1]) und KOKEN[2]) beschrieben worden und zurzeit in einer Tongrube in seinem oberen Teile aufgeschlossen ist. Die mindestens 15—20 m mächtigen, bläulichen, grünlichen und braunen Tone schließen zu unterst einzelne mehr oder weniger mächtige Torfflöze ein und werden von einige Meter mächtigem, mit Wesersanden vermischtem Muschelkalkschutt und darüber von Lößlehm bedeckt.

Was ihre Genesis anlangt, so dürften diese Schichten die Ablagerungen in einem Sumpf- und Wasserbecken[3]) zur Zeit der Mittleren Terrasse darstellen, das vom Flusse größtenteils vielleicht durch eine Schotterbarre abgetrennt wurde, und in dessen sumpfiger Niederung sich wiederholt Torfschichten bildeten. Zu anderen Zeiten wurde dem Becken außerdem unter dem Einfluß starker Niederschläge Gehängeschuttmaterial vom angrenzenden Räuschenberge, und zwar wahrscheinlich aus der südlich benachbarten Teufelsschlucht heraus, zugeführt, bestehend aus Tonen des Röts und Gesteinen des Muschelkalkes. Die mächtigen Tonschichten, die sich zum großen Teil in einzelne abgerollte Tonbröckchen auflösen, sind jedenfalls in der Hauptsache als umgelagertes Rötmaterial anzusehen und durch Einwirkung der sie durchsickernden Humussäuren in ihrem Eisengehalte reduziert.

Daß in der Tat dieses Ton- und Torflager der Mittleren Terrasse angehört, zeigt die weitere Entwicklung der Schichten nach Norden zu in der Umgebung der Tonenburg und nach Westen zu am Steilufer der Weser. An Stelle der Tone liegen hier zum größten Teile Mittlere Terrassenschotter, die das nach Norden allmählich auskeilende Haupttorfflöz in sich einschließen und mit dem gesamten Tonlager der Zeche Nachtigall eine durchaus gleichmäßige, von Löß überlagerte Terrasse bilden.

Von besonderer Wichtigkeit sind die organischen Einschlüsse der Schichten. Aus dem „Hauptflöz" beschreibt bereits v. DECHEN Stengel, Blütenstände und Wurzeln von Farnen und Equiseten, Holzreste von *Pinus* und *Betula*, Früchte von *Corylus avellana* und Stengel und Blatthäute von *Arundo;* KARTHAUS erwähnt dazu noch das zahlreiche Vor-

---

[1]) KARTHAUS: Mitt. über die Triasformation im nordöstl. Westfalen. Inaug.-Diss. Würzburg 1886, S. 66—68.

[2]) KOKEN: a. a. O.

[3]) Daß es sich hierbei augenscheinlich um ein durch einen jugendlichen tektonischen Einbruch erzeugtes Talbecken handelt, soll an anderer Stelle erörtert werden.

kommen von Flügeldecken und Brustschildern von Käfern, von denen die bestimmbare Spezies *Donacia semicuprea* noch heute bei uns heimisch ist, und Herr STOLLER stellte außerdem noch eine *Potamogeton*-Art fest. An tierischen Einschlüssen fanden sich nach KOKEN in den Tonen unter dem Hauptflöz Reste uud auch zusammenhängende Skeletteile von *Cervus elaphus*, *Bos primigenius* und *Equus caballus*.

Schon KOKEN schloß aus diesen pflanzlichen und tierischen Überresten auf ein interglaziales Alter des Torflagers, und ich ziehe die weitere Schlußfolgerung, daß damit auch die unteren Schichten der Mittleren Terrasse, die dieses Lager in sich einschließen und auch sonst vielfach Knochen gemäßigter Säugetierarten führen, eine interglaziale Bildung darstellen.

In einem späteren Stadium der Mittleren Terrasse scheinen sich dann allerdings die klimatischen Verhältnisse geändert zu haben. In den obersten Tonlagen der „Zeche Nachtigall" tritt nämlich eine Schneckenfauna auf, die sich nach der freundlichen Bestimmung durch Herrn Dr. MENZEL aus folgenden Arten zusammensetzt:

Helix (Tachea) sp.
Helix (Trichia) hispida L.
Helix (Vallonia) tenuilabris AL. BR.
Pupa (Pupilla) muscorum L.
Pupa (Sphyradium) turritella v. MART.
Clausilia sp.
Succinea (Lucena) aff. *fagotiana* BGT.
Succinea (Lucena) oblonga DRAP.
Succinea (Lucena) oblonga var. *elongata* A. BR.
Succinea (Lucena) Schumacheri ANDR.
Limnaea (Gulnaria) pengra MÜLL.
Planorbis (Gyraulus) aff. *albus* MÜLL.

Von diesen Formen schließen nach Herrn MENZEL *Tachea* und *Clausilia* hocharktische Verhältnisse aus, während *Helix tenuilabris*, *Pupa turritella* und *Succinea elongata* warmes Klima fliehen und ein subarktisches bis arktisches bevorzugen. Der Charakter der Fauna weist somit auf ein erneutes Vordringen des Inlandeises im Norden hin, das auch für die südlicheren Gegenden eine Erkaltung des Klimas im Gefolge hatte. Die oberen Schichten der Mittleren Weserterrasse gehören danach im Gegensatz zu den unteren nicht mehr der eigentlichen Interglazialzeit an. Will man daher die Bildung dieser Flußaufschüttung in ihrer Gesamtheit zeitlich umgrenzen, so müßte

man sie als „intermoränal“ [im Sinne von SIEGERT[1])] bezeichnen.

Bis in unser Wesergebiet selbst ist auch dieses jüngere Inlandeis nicht vorgerückt, dagegen hat es einen weiteren Vorstoß nach Süden im Leinetal gemacht und dort talaufwärts bis in die Alfelder Gegend seine Grundmoräne auf der diluvialen Flußterrasse hinterlassen.

Diese diluviale Leineterrasse, die ihrer Höhenlage und ihrem Auftreten nach der Mittleren Weserterrasse durchaus entspricht und sich flußaufwärts bis in die Göttinger Gegend verfolgen läßt, ist zuerst von MENZEL erkannt und als eine jüngere, zwischen Alfeld und Elze hauptsächlich aus Plänerschottern bestehende Flußablagerung beschrieben worden[2]). Es gelang MENZEL dann auch, im oberen Teile dieser Terrasse an einigen Stellen außer Resten von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros* Conchylienfaunen aufzufinden, die gleichfalls einzelne nordische, z. T. hochnordische Arten (*Pupa columella, Vertigo parcedentata, Planorbis sibiricus*) enthielten und ihn veranlaßten, die Terrassenbildung für ein Äquivalent der weiter im Norden liegenden jüngsten Vereisung zu halten.

Im Gegensatz zur Weserterrasse werden nun die Plänerschotter dieser Leineterrasse zu oberst außer von Löß auch von einer stark tonigen Grundmoräne bis in die Gegend von Alfeld vielfach bedeckt, die durch v. KOENEN und G. MÜLLER bereits auf dem Blatte Alfeld als solche kartiert worden ist, während MENZEL[3]) die Grundmoränennatur dieser Bildung aus mir nicht plausiblen Gründen bestreitet. Daß diese bis 1 oder gar $1^1/_2$ m mächtige und von nordischen und einheimischen Geschieben durchspickte Tonschicht, die z. T. aus aufgearbeitetem Jura- und Triasmaterial besteht, ein nachträgliches Zersetzungsprodukt sein soll, hervorgegangen aus dem hangenden Löß und den liegenden kompakten Plänerschottern, ist mir bei den von mir beobachteten Vorkommen nicht verständlich. Ich kann diese Bildung nur für eine typische, zum großen Teil als Lokalmoräne entwickelte Grundmoräne halten.

Diese Grundmoräne ist somit, wenigstens soweit sie im Bereiche der Flußterrasse liegt, zeitlich von den Kiesen und Sanden der älteren Vereisung zu trennen, die an den höher

---

[1]) SIEGERT: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 551 ff.

[2]) MENZEL: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 337 ff.

[3]) a. a. O. S. 338—339.

gelegenen Hängen in der Gegend von Alfeld und Freden bis zu 60 m stellenweise aufgeschüttet worden sind. Daß sie ihre Existenz einer zweiten, jüngeren Vereisung verdankt, ist aus den Lagerungsverhältnissen im Leinetal vielleicht nicht ohne weiteres ersichtlich, wäre es doch denkbar, wenn auch unwahrscheinlich, daß sie bei einem erneuten Vorstoße des oszillierenden ersten Inlandeises über den unmittelbar zuvor aufgeschütteten Flußschottern abgelagert wäre. Es müßten dann also die als weit fortsetzende Terrasse entwickelten Flußschotter interstadial sein, was schon von vornherein nicht sehr wahrscheinlich wäre. Zu meiner Auffassung, daß diese Grundmoräne als das Produkt einer selbständigen, jüngeren Vereisung anzusehen ist, bestimmen mich aber vor allem die uns schon bekannten Ergebnisse über die Mittlere Terrasse der Weser und ihre organischen Einschlüsse im unteren Teile bei der Zeche Nachtigall. Letztere kennzeichnen sich, wie wir gesehen haben, als Überreste einer Fauna und Flora, die in einem gemäßigten, d. h. in diesem Falle interglazialen Klima gelebt haben, und deuten darauf hin, daß das Inlandeis vor Ablagerung der Flußschotter sich weit nach Norden, jedenfalls bis auf seinen Herd zurückgezogen haben muß, um dann noch während der Periode der Mittleren Terrasse von neuem wieder vorzurücken.

Damit ist zugleich gesagt, daß auch die Leineterrasse nicht als ein rein glaziales Äquivalent (im Sinne von MENZEL) zu betrachten ist, sondern als eine intermoränale Bildung, deren untere Kiese noch zur Interglazialzeit, deren obere Kiese beim Vorrücken des zweiten Inlandeises sich abgelagert haben. Nicht zutreffend erscheint es mir danach auch, wenn neuerdings v. KOENEN[1]) die Plänerschotter dieser Terrasse in den Nebentälern wegen ihrer Bedeckung durch Grundmoräne als präglazial auffaßt, von der m. E. nicht richtigen Voraussetzung ausgehend, daß die glazialen Ablagerungen des mittleren Leinegebietes einer einzigen Vereisung angehören. „Präglazial“ sind diese Schotter nur in bezug auf die sie bedeckende Grundmoräne; dagegen sind sie jünger, wie zuerst schon MENZEL wenigstens für die Haupttalschotter nachgewiesen hat, als die an den südlich benachbarten Hängen in großer Mächtigkeit aufgehäuften glazialen Kiese und Sande. Den Hauptbeweis MENZELs für diese Altersdeutung, daß nämlich die in den fluvio-glazialen Sedimenten vielfach aufsetzenden

[1]) v. KOENEN: Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, S. 98—101.

Störungen nicht mehr die Plänerschotter der tiefer gelegenen Terrasse betroffen haben, kann ich nach meinen Beobachtungen im Wesertal nur bestätigen. Auch dort sind die altdiluvialen Schotter der Oberen Terrasse zuweilen in ein erheblich tieferes Niveau verworfen, während die Schotter der Mittleren Terrasse gleichmäßig und ungestört über die dislozierten Stellen hinwegsetzen. Aus diesen älteren glazialen Bildungen stammen denn auch die nordischen Gerölle, die den Plänerschottern der Leineterrasse durch Umlagerung verschiedentlich in reichlicher Menge eingebettet sind und sich auf diese Weise ganz ungezwungen erklären. Daß außerdem auch, wie v. KOENFN annimmt, in der Gegend östlich Gronau Driftmaterial in diese Schotter hineingelangt sein soll, ist wohl möglich. Das würde eben besagen, daß zu dieser Zeit bereits das Eis von Osten bzw. Nordosten her in das Gronauer Seitental eingedrungen war. Für das eigentliche inmitten des Gebirges liegende Leinetal kann aber wohl diese Erklärung nicht zutreffen. Denn weder die Schmelzwässer noch die etwa vom Eisrande sich loslösenden Eisschollen können unmöglich der Strömung der Leine entgegen nach Süden getrieben worden sein. Daß die Flußströmung aber nach Norden gerichtet war, zeigt uns noch heute deutlich der Verlauf der Plänerschotterterrasse, deren Oberfläche in der Gegend von Alfeld bei ca. 100 m, in der Gegend von Gronau bei 90—94 m liegt. Daß die Plänerschotter unmittelbar dem älteren Gebirge auflagern, ist natürlich für ihre Deutung als jüngere Terrasse belanglos. Diese Erscheinung ist eben eine Folge der Flußerosion, die durch die älteren glazialen Ablagerungen hindurch in das liegende ältere Gebirge sich eingeschnitten hat. Wie im Gebiete der Weser, so lassen sich auch vom Leinetale aus die Terrassenschotter in ihren ersten Anfängen in eine Reihe von Nebentälern des Plänergebirges hinein verfolgen, wodurch sie sich allein schon gegenüber den nur noch sporadisch vorkommenden und meist höher gelegenen glazialen Kiesen als jugendlichere Aufschüttung kennzeichnen und weisen, wie schon v. KOENEN hervorhebt, auf eine weit bedeutendere Wasserführung der Flüsse und Bäche zur Zeit ihrer Ablagerung hin.

Wie schon erwähnt, kann die die Mittlere Terrasse der Weser oft auf weite Strecken verhüllende Lößdecke ihre Terrainformen mehr oder weniger beeinträchtigen, gleichwohl treten sowohl der Innenrand wie der Außenrand der Terrasse unter dem Löß im allgemeinen noch deutlich genug hervor. Nur an denjenigen Stellen, an denen die Terrasse vor der

Lößablagerung eine stärkere Zerstörung durch Erosion erlitten hat, prägt sie sich nicht mehr genügend aus, und der Löß zieht sich vom Rande der Unteren Terrasse aus dann ziemlich gleichmäßig am Hange hinauf. Oder auch der Löß bildet zunächst zwar noch eine deutliche Terrassendecke von durchschnittlich 1—2 m Mächtigkeit, schwillt dann aber weiterhin plötzlich an Mächtigkeit stark an und kann sich auf diese Weise der Form der Terrasse nicht mehr anpassen.

In manchen Fällen besitzt aber die Terrasse eine recht unregelmäßige Oberfläche, und der Lößlehm bildet trotzdem darüber eine gleichmäßig ebene Decke. Diese Erscheinung ist der einebnenden Tätigkeit des Lösses zuzuschreiben, der bei seiner Bedeckung die unregelmäßigen Oberflächenformen der Terrasse wieder ausgeglichen hat.

Jedenfalls erscheint der Löß über der Mittleren Terrasse, den Relikten der Oberen Terrasse und dem älteren Gebirge nach den bisherigen Beobachtungen als eine einheitliche Ablagerung, die sich bis zu ca. 300 m Meereshöhe an den Hängen hinaufziehen kann und auch in unserem Gebiete nach der bekannten Gesetzmäßigkeit die westlichen und südlichen Talflanken bevorzugt. Ich hatte im Anfange meiner Untersuchungen den Eindruck empfangen, daß der Lößlehm, soweit er im Bereiche der Mittleren Terrasse auftritt, umgelagert sei, habe aber diese Ansicht nachträglich wieder aufgegeben, nachdem ich bei meinen weiteren Studien höher gelegene Lößaufschlüsse kennen lernte, die zeigen, daß die Verunreinigung des Lösses durch Wesersande und die dadurch hervorgerufene Bänderung eine ganz gewöhnliche Erscheinung des Weserlösses bildet.

Die dem Löß in einzelnen Streifen und Flasern eingelagerten meist recht feinen Wesersande verschwinden nach den Nebentälern zu mehr und mehr, aber auch dort zeichnet sich der Löß des öfteren durch eine gewisse Schichtung oder wenigstens Bänderung aus, hervorgerufen durch wechselnde Stärke des Sand- und Tongehaltes oder auch nur durch wechselnde Intensität der Eisenfärbung. An gröberen Bestandteilen führt der Löß nicht selten hineingespülte Abhangsschuttbrocken von Keuper, Muschelkalk oder Buntsandstein, sowie auch in der großen Lößgrube der Ziegelei bei Albaxen in einer Sandschicht durchschnittlich erbsengroße Wesergerölle. Die typischen Landschnecken wurden im Löß an verschiedenen Stellen beobachtet.

Auffallend ist die stellenweise bedeutende Mächtigkeit des Lösses, die z. B. in der oben erwähnten Ziegeleigrube südlich

Albaxen auf Grund einer Brunnenbohrung auf ca. 20 m anschwillt, sowie auch die Stärke seiner Entkalkung. Dieselbe beträgt durchschnittlich über 2 m, und ich habe in manchen Aufschlüssen erst bei 4—5 m Kalkgehalt im Löß festgestellt.

Von jüngerem Alter als der Löß ist die Untere Weserterrasse, die sich am Fuße der Mittleren Terrasse ausbreitet und im Gegensatz zu dieser frei von echtem Löß ist. Sie ist im allgemeinen, 3—5 m über dem Talboden gelegen, den Hochfluten entrückt und wird nur bei ganz außergewöhnlichen Überschwemmungen, wie z. B. im vergangenen Winter, unter Wasser gesetzt.

Nehmen schon in der Mittleren Terrasse gegenüber der Oberen die feineren Komponenten an Bedeutung zu, so steigert sich diese Erscheinung noch weit mehr bei der Unteren Terrasse. Besonders ihre oberen Lagen bestehen vorzugsweise aus Sanden, Auelehmen und Schlickbildungen, von denen die letzteren beiden außerhalb des Haupttals im Bereiche der Muschelkalknebentäler oft einen größeren Kalkgehalt annehmen und dann besonders fruchtbare Ackerböden bilden.

Wegen dieser ihrer Beschaffenheit und geringen Höhenlage möchte man die Untere Terrasse am ehesten als altalluvial bezeichnen; doch ist gleichwohl die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sie noch dem jüngsten Diluvium angehört. Ein Beweis für die eine oder andere Auffassung ist vorläufig noch nicht zu erbringen.

Die jüngsten, noch in fortschreitender Bildung begriffenen Ablagerungen der Talsohle sind in der Weser und in den meisten Nebentälern ebenfalls durchweg von feinerer Zusammensetzung, Flußsande und Auelehme. Nur im Flußbette selbst kommen unter ihnen stärkere Geröllmassen zum Vorschein und werden zu Zeiten vom Flusse weiter talabwärts bewegt und umgelagert. Allein in den durch erheblicheres Gefälle ausgezeichneten Nebentälern, wie am Solling, ist auch der Talboden selbst vielfach von groben Flußschottern bedeckt.

Zum Schluß möchte ich noch kurz die besonders wichtige Frage streifen, welchen Eiszeiten unsere diluvialen Ablagerungen angehören bzw. entsprechen, eine Frage, zu deren Lösung ich immerhin schon einige Momente auf Grund der bisherigen Beobachtungen glaube anführen zu können.

Von besonderer Bedeutung sind dabei die erwähnten Vorkommen jungpliocäner Schichten im Werra- und Fuldatal, deren Absatze die erste bedeutendere Talerosion in einer älteren Pliocänzeit vorangegangen sein muß. Die in ihrem unmittelbar Hangenden in großer Mächtigkeit ehemals aufgehäuften und heute

nur noch stellenweise erhalten gebliebenen Diluvialschotter sind ihren ganzen Lagerungsverhältnissen nach m. E. gleichwertig und gleichalterig den Schottern der Oberen Terrasse der Weser und Leine und damit auch gleichalterig den endmoränenartigen und fluvio-glazialen Bildungen in der Gegend von Hameln und Freden-Alfeld. Es ist danach wahrscheinlich, daß diese Ablagerungen das tatsächlich älteste Diluvium repräsentieren und als Zeugen bzw. Äquivalente der ältesten Vereisung gelten können. In die darauffolgende erste Interglazialzeit würde dann die zweite bedeutendere Talerosion, die Zerstörung der Oberen Terrasse, fallen, und erst in ihrem letzten Stadium findet die neue Akkumulation der Mittleren Terrasse statt, die dann aber über die eigentliche Interglazialzeit hinaus anhält, während schon im Norden das zweite Inlandeis im Anzuge ist und bei seinem südlichsten Vorstoße bis in die Alfelder Gegend seine Grundmoräne über den Schottern der Mittleren Leineterrasse und den angrenzenden älteren Schichten ablagert. Im Laufe der zweiten Interglazialzeit erfolgt eine weitere Talvertiefung und dabei eine teilweise Zerstörung der Mittleren Terrasse. Die jüngste Vereisung — bei der jetzt wohl berechtigten Annahme dreier Vereisungen[1]) — dürfte unser Gebiet nirgends mehr erreicht haben, eine Auffassung, die mit den neueren Beobachtungen der nordhannoverschen Geologen — nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. STOLLER — durchaus übereinstimmt. Es fragt sich aber, ob nicht irgendwelche Äquivalente dieser dritten Vereisung im mittleren Gebiete des Weser- und Leinetals vorhanden sind, und da kämen als die nächstjüngeren Bildungen nur die Absätze der Unteren Terrasse in Betracht, die man ihrer Beschaffenheit und geringen Höhenlage wegen am ehesten für altalluvial halten möchte. Immerhin liegt die Möglichkeit vor, daß sie noch ein jüngstes Diluvium darstellen, worüber die nächsten Untersuchungen Aufschluß geben müssen. Es ergäbe sich dann allerdings daraus die weitere Konsequenz, daß der Löß nicht postglazial, sondern interglazial wäre.

---

[1]) Die neuerdings von WOLFF in diesem Jahrgange der Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. S. *348* ff. veröffentlichten Ergebnisse von Bohrungen der Bremer Gegend, die nur zwei Grundmoränen festgestellt haben, beweisen m. E. nichts gegen das Vorhandensein dreier Vereisungen, da die ältesten eiszeitlichen Bildungen nach ihrem Absatze wieder total abgetragen sein können, sind doch auch die mächtigen altdiluvialen Schotter der Oberen Weser- und Leineterrasse auf weite Strecken sogleich wieder vollkommen zerstört worden.

Unter Ausschluß der höchst gelegenen Weserschotter oberhalb Fürstenberg und gegenüber Holzminden, deren altpliocänes Alter vorläufig noch nicht sicher feststeht, möchte ich auf Grund obiger Ausführungen die behandelten Ablagerungen in folgender Weise zu gliedern versuchen:

Älteres Pliocän	Erste bedeutendere Talerosion.
Jüngeres Pliocän	Schotter und Tone des Fulda- und Werragebietes mit Mastodon-Resten. — Präglaziale Schuttmassen und buntfarbige Tone in Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes.
1. Glazial	Im Süden Aufschüttung der Oberen Weser- und Leineterrasse. — Im Norden Endmoränen und fluvioglaziale Bildungen in der Gegend von Hameln und Alfeld.
1. Interglazial	Tektonische Vorgänge. — Zweite bedeutendere Talerosion. — Danach Aufschüttung der unteren Schotter der Mittleren Weser- und Leineterrasse mit dem Torflager der Zeche „Nachtigall“ bei Höxter und Säugetierresten vom Typus der Rixdorfer Fauna.
2. Glazial	Aufschüttung der oberen Schotter der Mittleren Terrasse mit kälteliebender Schneckenfauna. — Danach Ablagerung von Grundmoräne auf der Mittleren Leineterrasse und den angrenzenden älteren Schichten.
2. Interglazial	Dritte schwächere Talerosion.
3. Glazial	Danach zunächst Ablagerung des Lösses (dessen interglaziales oder postglaziales Alter noch fraglich).
Postglazial	Sodann Aufschüttung der Unteren Terrasse (deren glaziales oder postglaziales [altalluviales] Alter noch fraglich).

An der Diskussion zu dem letzten Vortrag beteiligen sich die Herren SIEGERT, KEILHACK, BEYSCHLAG, WAHNSCHAFFE, NAUMANN, MESTWERDT, BLANCKENHORN, HARBORT und der Vortragende.

Herr **SIEGERT** bemerkte zu dem Vortrage des Herrn GRUPE:

Im vergangenen Frühjahr habe ich einen großen Teil des Wesertales begangen, darunter auch das Stück, über welches Herr GRUPE soeben berichtet hat, und bin dabei zu etwas

abweichenden Anschauungen über die Gliederung und Altersstellung der Terrassen gelangt. Eine ausführlichere Darstellung meiner Beobachtungen werde ich später geben. Hier sei nur auf einen wesentlichen Unterschied in der Auffassung der Terrassen hingewiesen. In seinen früheren Arbeiten über den gleichen Gegenstand hat Herr GRUPE nur drei Terrassen unterschieden. Er faßte damals alle Schotter, welche höher als 20 m über der Aue liegen, als eine Terrasse zusammen. Bereits vor einem Jahre habe ich in einer der Konferenzen der Kgl. Geologischen Landesanstalt den Versuch einer Gliederung der Weserterrassen nach verschiedenen Interglazialzeiten unternommen und Herrn GRUPE darauf hingewiesen, daß jene Schotterreste, die höher als 20 m über der Aue liegen, mehreren Terrassen angehören müssen. Herr GRUPE hat nunmehr seine Anschauungen insofern geändert, als er jetzt vier Terrassen unterscheidet. Von diesen soll die 2. Terrasse (von oben) in der Gegend von Höxter eine Mächtigkeit von ca. 60 m besitzen, eine Angabe, der ich nicht zustimmen kann.

Diese Schotter südlich von Höxter sind nach den Begehungen, welche ich in Gemeinschaft mit Herrn GRUPE ausführte, allerdings ein sehr ungeeignetes Objekt, um wichtige Fragen der Terrassengliederung eines Flußtales zu klären. Es handelt sich um eine meist äußerst dünne Schotterstreuung, die stellenweise auch fehlt. Tiefere Aufschlüsse sind natürlich auch nicht in genügender Menge vorhanden. Sicher festzustellen ist nach meinen Beobachtungen eine echte Terrassenentwicklung nur an der Basis dieser Schotterdecke, wo in einem Aufschluß wohlgeschichtete Schotter in größerer Mächtigkeit scharf an dem sie überhöhenden Ufer abschneiden.

Über dieser echten Terrassenbildung liegt eine fast 1 m mächtige typische Gehängebildung, die reichlich Wesergerölle enthält. Als Gehängebildung dürfte auch der weitaus größte Teil des Schotterschleiers an der Talflanke aufzufassen sein. Nur an seiner Oberkante wäre man dann genötigt, eine zweite echte Terrassenbildung anzunehmen, von der aus die Schotterstreuung erfolgte. Hierfür scheinen auch die Terrainformen, z. B. in der Nähe der Porzellanfabrik Fürstenberg, zu sprechen. Vielleicht läßt sich aber zwischen beiden Punkten noch eine weitere Terrasse ausscheiden; doch konnte dies bei der flüchtigen Begehung nicht sicher festgestellt werden.

Möglicherweise sind die über den ganzen Hang verstreuten Schotter aber auch nicht aus einer höheren Terrasse verrollt, sondern blieben bereits während der Erosion des Tales, bei welcher natürlich über alle Punkte der Talflanke Gerölle hin-

weggeführt wurden, an ihrem heutigen Fundort liegen. Eine derartige Ablagerung könnte man aber erst recht nicht als Terrasse bezeichnen.

Eine endgültige Klärung der Frage kann bei den geschilderten ungünstigen Verhältnissen nur von einer eingehenden Untersuchung des Abhanges erwartet werden, weshalb ich mit Herrn GRUPE eine Kartierung der betreffenden Stellen in großem Maßstabe auf Grund von Schürfungen usw. vereinbart hatte. Soweit sich die Verhältnisse jetzt überschauen lassen, scheint mir kein genügender Beweis für die ehemalige Existenz einer 60 m mächtigen, das ganze Tal ausfüllenden Terrasse südlich von Höxter vorhanden zu sein. Nach allen Erfahrungen müssen wir von einer solchen mächtigen Terrasse deutlichere Reste als jene dürftige Schotterstreuung erwarten. Der beste Beweis hierfür ist, daß von Hameln aus talabwärts, wo in Wirklichkeit so mächtige Schottermassen ursprünglich das Tal ausfüllten, auch heute noch an zahlreichen Stellen, z. B. bei Hameln, in der weiteren Umgebung von Rinteln, so mächtige Reste erhalten sind, daß ich sie schon bei einer nur flüchtigen Begehung feststellen konnte.

Ferner sind sowohl oberhalb wie unterhalb von Hameln noch Reste einer neuen Terrasse vorhanden, deren Oberkante etwa 30 m über der Talaue liegt. Bei ihrer Verlängerung talaufwärts würde diese Terrasse also mitten durch jene hypothetische, 60 m mächtige Terrasse südlich von Höxter gehen. Auch tote Talschlingen zwischen Hameln und Höxter besitzen eine entsprechende Höhenlage. Sodann kann man weiter talaufwärts auf den geologischen Blättern zwischen Jühnde und Treffurt drei Terrassen erkennen, von denen die tiefste nur wenig über der Aue, die beiden anderen je um rund 100 Fuß höher liegen, die also infolge der bekannten Konvergenz der Terrassen talabwärts der 5, 20 und 30 m-Terrasse zwischen Höxter und Hameln entsprechen dürften. Da man früher auf diese jungen Bildungen kein besonderes Gewicht legte, so sind selbstverständlich auf älteren Blättern diese Terrassen nicht immer scharf auseinandergehalten, sondern da, wo eine starke Verrollung des Schottermaterials zwischen ihnen auftrat, oft ohne weiteres zusammengezogen. Auf Blatt Treffurt aber hat E. NAUMANN nicht nur dieselben Terrassen, sondern auch noch einige höhere nachgewiesen, so daß ich bereits in dem eingangs erwähnten Konferenzvortrag eine Parallelisierung der Terrassen des Weser- bzw. Werratales mit denen des Saaletales auf Grund der Vergleichung ihrer relativen Höhen durchführen konnte, auf die ich an geeigneter Stelle noch zurückkommen werde.

Auch die Bohrungen bei Tündern sind kein völlig einwandsfreier Beweis, denn die durchteuften Schotter können auch gleichzeitig mit der Versenkung ihres Untergrundes abgelagert und deshalb erheblich jünger sein, als die in Frage stehenden Schotter von Höxter.

Da weder Herr GRUPE noch ich die tief im Tale liegenden Pliocänvorkommen bei Fulda aus eigener Anschauung kennen, so will ich hierauf nicht weiter eingehen. Nach allem, was wir heute über die zwar gesetzmäßige, aber namentlich im Oberlauf ziemlich komplizierte Entwicklung der Flußterrassen in Mittel- und Norddeutschland wissen, scheint es mir sehr gewagt, Terrassen von so weit auseinander liegenden Punkten wie Fulda, Höxter und Hameln ohne weiteres miteinander zu vergleichen.

Herr **ERNST NAUMANN** bemerkt zu dem Vortrag: Die bis jetzt im östlichen Thüringen als Pliocän angesprochenen Ablagerungen, wie z. B. die von Rippersroda, von Bittstedt und vom Hohen Kreuze bei Stadt-Ilm haben eine beträchtliche Höhe über der Sohle der betreffenden Nebentäler, und es ist deshalb in Erwägung zu ziehen, ob nicht die Pliocänvorkommen in der Gegend von Fulda ihre tiefe Lage tektonischen Vorgängen verdanken. Die im Saale- und Werratale bei Jena bzw. Treffurt vermutlich in die Pliocänzeit einzuordnenden präglazialen Schotter liegen durchweg bedeutend höher über der Talaue als z. B. die beiden jüngsten, präglazialen Terrassen bei Naumburg a. Saale. Nur auf der jüngsten, tiefsten präglazialen Terrasse liegt sowohl im Saaletale als auch bei Langensalza der durch den Stau des älteren Eises hervorgerufene vom älteren Glaziale bedeckte Bänderton, und in beiden Gegenden hat diese jüngste, präglaziale Terrasse von der nächst älteren und höheren den Abstand von etwa zwanzig Metern, der sich auch in den Erosionsterrassen des Werratales bei Mihla und Creuzburg wiedererkennen läßt. Die kleinen Schotterreste in Höhenlagen über 650 Fuß bei Creuzburg und Treffurt als Reste selbständiger Terrassen aufzufassen ist man auf Grund der Erfahrungen im Saale- und Unstrutgebiete sehr wohl berechtigt. Sie aber für durch Akkumulation entstandene Stauterrassen im Sinne von KOKEN zu erklären, ist man meines Erachtens bei der geringen Entfernung von Mihla und Langensalza (25 km) und aus den oben angeführten Gründen nicht berechtigt.

Herr GRUPE hat seine Bemerkungen über die Gegend von Creuzburg und Treffurt auf Grund von Kartenstudien ge-

macht. Es sei deshalb bemerkt, daß von W. FRANTZEN und mir auf den Blättern Creuzburg und Treffurt der Spezialkarte 1 : 25000 mit Rücksicht auf die veraltete Topographie nur eine zusammenfassende Darstellung von Terrassengruppen gegeben worden ist, und daß ich es mir vorbehalte, diese Terrassen auf Grund der inzwischen erschienenen neuen Topographie gelegentlich erneut zu behandeln.

Herr **MESTWERDT** berichtet im Anschluß an den Vortrag des Herrn GRUPE, daß er im Frühjahr 1908 bedeutende sandige und kiesige Ablagerungen der Weser südlich von Rinteln beobachtet habe, die ihrer Höhenlage nach genau der Oberen Weserterrasse GRUPEs in der Gegend zwischen Karlshafen und Hameln entsprechen. Sie lassen sich als mächtige Kies- und Sandrücken — nicht etwa bloß als dünne Schotterdecken — in ununterbrochenem Zusammenhange auf eine Erstreckung von 6—7 km mindestens aus der Gegend von Exten über Nottberg, Krankenhagen, südlich von Hessendorf und Möllenbeck bis in die Gegend westlich von Stemmen verfolgen und bilden eine 60—70 m mächtige einheitliche Aufschüttung, deren Unterkante ca. 25 m und deren Oberkante ca. 90 m über der heutigen Talsohle liegt. Die Gerölle sind, wie die durch zahlreiche Sand- und Kiesgruben geschaffenen Aufschlüsse zeigen, fast ausschließlich Wesergerölle, denen gegenüber nordische Gesteine vollständig zurücktreten. Die Haupterstreckung dieser Wesersande und -schotter entspricht dem heutigen Flußlauf und dem Streichen des Gebirges von OSO nach WNW. Die nordsüdliche Breite der Ablagerungen beträgt in der Mitte der genannten Strecke über 2 km. Die Oberflächenform des Gebietes ist außerordentlich mannigfaltig durch zahlreiche Kieskuppen der verschiedensten Höhe, sanfte und steile Böschungen wechseln, je nachdem in ihnen Sande oder Geröllschichten ausstreichen. Die infolgedessen hier und da auftretenden Geländestufen möchte ich daher nicht als selbständige Phasen des Aufschüttungsvorganges, sondern als Erscheinungen der späteren Denudation auffassen.

Auf die Einwände der Herren SIEGERT und NAUMANN in der Diskussion erwidert der **Vortragende** folgendes:

Daß die zahlreichen Oberpliocänvorkommen in der Gegend von Fulda durch tektonische Störungen, wie Herr NAUMANN für möglich hält, in ihre tiefe Lage gebracht sind, wird m. E. durch nichts bewiesen, die neuere Kartierung der Gegend durch Herrn Prof. BLANCKENHORN hat für diese Annahme jedenfalls

keine Belege ergeben, und die früheren Feststellungen v. KOENENS über die pliocäne Talbildung in diesem Gebiete bleiben durchaus zu Recht bestehen. Aber auch im Gebiete der Werra südlich Meiningen befindet sich das von WALTHER[1]) beschriebene Pliocänvorkommen unten in einem reinen Erosionstal und kann schon nach der Beschaffenheit seiner Gerölle nicht oder doch nicht erheblich nachträglich eingesunken sein, und ebenfalls lagern die durch BLANCKENHORN[2]) bekannt gewordenen benachbarten Oberpliocänbildungen bei Ostheim und Mellrichstadt inmitten eines vollkommen ungestörten Muschelkalkgeländes tief unten an den Talgehängen. Daraus geht doch mit Evidenz hervor, daß im Oberlaufe die Täler bei Beginn der Diluvialzeit vorhanden waren und durch die nachfolgenden Diluvialschotter von unten nach oben aufgefüllt werden mußten. Das zeigen denn auch die Lagerungsverhältnisse dieser altdiluvialen Schotter deutlich an, die nach den vorliegenden geologischen Aufnahmen in den verschiedensten Gebieten der Fulda und Werra sich ununterbrochen an den Hängen bis zu einer Höhe von stellenweise über 60 m hinaufziehen. An anderen Stellen sind dann diese Schotter in ihrem ganzen Umfange zerstört, oder auch sie haben in verschiedenen Höhenlagen einzelne kleine Schollen als Erosionsrelikte hinterlassen, und solche Erosionsrelikte dürften es zum Teil sein, die die Herren NAUMANN und SIEGERT als selbständige Aufschüttungen auffassen, die man aber mit dem gleichen Rechte als Reste ehemals mächtigerer Schotterlager deuten kann. Dagegen bezweifle ich durchaus nicht die Existenz der von Herrn SIEGERT besonders erwähnten 5 m- und 20 m-Terrasse in der Treffurter Gegend, die auch nach meiner Ansicht meiner Unteren und Mittleren Weserterrasse entsprechen dürften, während die höchstgelegenen Schotter NAUMANNS möglicherweise mit den vielleicht altpliocänen Höhenschottern der Weser zu parallelisieren sind, so daß dann die erste bedeutende Talerosion der mittleren Pliocänzeit angehören würde. Dazwischen liegen dann aber zeitlich wie örtlich die 60 m mächtigen Schotter der altdiluvialen Oberen Terrasse.

Die von Herrn NAUMANN erwähnten in höheren Niveaus befindlichen Pliocänschichten in der Gegend von Stadt Ilm beweisen nichts gegen meine Auffassung, da sie dem Flußgebiete

---

[1]) WALTHER: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 212.

[2]) BLANCKENHORN: Oberpliocän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim a./Rhön. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1901, S. 364. Diese Pliocänvorkommen habe ich in meinem Vortrage nicht besonders erwähnt.

der Saale angehören. Sie deuten eben darauf hin, daß das Saalegebiet nicht eine so frühe Talentwicklung aufweist wie das Gebiet der Werra und Fulda. Wenn nun aber schon diese Gegend des Oberlaufes eine solch frühe Talbildung erkennen läßt, müssen wir dann nicht erst recht die gleiche Erscheinung weiter flußabwärts im Weser- und Leinetal, erwarten? Und in der Tat beobachten wir hier nicht nur ganz analoge Lagerungsverhältnisse im Diluvium, sondern auch die Pliocänvorkommen in Tälern des nordwestlichen Harzvorlandes und andererseits der jungmiocäne Einbruch des Leinetalgrabens weisen auf dieselbe frühzeitige Talentwicklung nachdrücklich hin. Also auch hier mußte eine spätere Schotterauffüllung der Täler erfolgen, und dieselbe kommt zum Ausdruck in den mindestens 60 m mächtigen Schottern der Oberen Terrasse, die z. B. gegenüber Höxter durch einen tief eingeschnittenen Weg am ganzen 50 bis 60 m hohen, flachen Hange als mehrere Meter mächtige, ununterbrochene Decke — nicht etwa als „Schotterstreuung" — aufgeschlossen sind und keinesfalls — unter Berücksichtigung der Gehängeschuttfrage — eine Trennung in verschiedene Terrassen zulassen und die dann ferner bei Hameln noch in ihrer vollen Mächtigkeit einen ganzen Kiesrücken zusammensetzen. Daß an dieser Stelle bereits mit den Wesergeröllen zusammen nordische Sande vorkommen, die aus dem vereisten Nebental der Hamel herbeitransportiert wurden, ändert nichts an der Tatsache, daß es sich in genetischer Beziehung um 60 m mächtige Flußschotter und Flußsande handelt, die in dem bereits vorhandenen Wesertale zur Zeit der Vereisung des nördlich angrenzenden Gebietes abgelagert wurden. Schon 5 km weiter südlich treten aber die Schotter dieser Oberen Terrasse als nahezu reine Weserschotter[1]) auf und sind daselbst an einer Stelle, wo sie durch nachträgliche Störungen in die Tiefe verworfen sind, in einer Mächtigkeit von 50—60 m erbohrt worden, und von Herrn MESTWERDT und SIEGERT haben wir soeben gehört, daß diese mächtigen Weserschotter auch weiter talabwärts in der Gegend von Rinteln noch bis zum heutigen Tage in Form hoher, ausgedehnter Kiesrücken erhalten geblieben sind.

Nach alledem kann ich diese Schotter nur als mehr oder weniger bedeutsame Reste einer einheitlichen, mindestens 60 m mächtigen Aufschüttung ansehen. Dabei verschlägt es nichts, wenn innerhalb mancher Schotterdecken gelegentlich die älteren Schichten in Form einzelner Schollen zum Vorschein kommen. Das sind eben nachträgliche Erosionserscheinungen, ebenso wie

[1]) Nur ganz wenige nordische Geschiebe kommen darin vor.

auch der Fluß bei seinem Einschneiden selbstverständlich keinen gleichmäßigen Hang, sondern hier und da Erosionsstufen erzeugt, die z. B. im älteren Gebirge der Weserhänge — mit und ohne Schotterbedeckung — verschiedentlich hervortreten. Einer solchen aus der ehemals mächtigeren Schotterablagerung herausgeschnittenen Erosionsstufe dürften denn auch die von SIEGERT erwähnten Reste einer 30 m über der Talaue liegenden Terrasse oberhalb und unterhalb Hameln angehören, wie die mir bekannten Lagerungsverhältnisse oberhalb Hameln deutlich zeigen. Einen Beweis für ihre geologische Selbständigkeit kann ich jedenfalls den SIEGERTschen Ausführungen nicht entnehmen, und meine Auffassung über die einheitliche Aufschüttung der 60 m mächtigen Terrasse zwischen Karlshafen und Hameln wird dadurch nicht im mindesten erschüttert und widerlegt.

Der Vorsitzende erklärt darauf die Wahlhandlung für beendigt und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Wahlergebnisses.

Es wurden 220 Stimmzettel abgegeben, darunter 5 ungültige.

1. Wahl des Vorsitzenden:

   Es erhielten Stimmen die Herren RAUFF 206, WAHNSCHAFFE 6, BRANCA 2 und PENCK 1. — Gewählt Herr RAUFF.

2. Wahl der stellvertretenden Vorsitzenden:

   Es erhielten Stimmen die Herren BEYSCHLAG 208, WAHNSCHAFFE 204, RAUFF 6, BRANCA 4, JENTZSCH 2, die Herren PENCK, KRAUSE, POTONIÉ, KEILHACK, SOLGER je 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren BEYSCHLAG und WAHNSCHAFFE.

3. Wahl der Schriftführer:

   Es erhielten Stimmen die Herren BLANCKENHORN 211, STREMME 210, BELOWSKY 208, BÄRTLING 208, KÖRT 5, v. LINSTOW 2, SOLGER 2 und die Herren WUNSTORF, DAMMER, v. STAFF, GRUPE, WEISSERMEL, SCHMIDT-Berlin, BERG-Berlin, WERTH, HAARMANN, JANENSCH, HENNIG und KRUSCH je 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren BLANCKENHORN, STREMME, BELOWSKY und BÄRTLING.

4. Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten Stimmen die Herren ZIMMERMANN 211, MICHAEL 3, JENTZSCH 1. — Gewählt Herr ZIMMERMANN.

5. Wahl des Archivars:

Es erhielten Stimmen die Herren EBERDT 213, BOEHM 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt Herr EBERDT.

6. Wahl des Beirates:

Es erhielten Stimmen die Herren CREDNER 211, DEECKE 207, SCHMIDT-Basel 207, WICHMANN 202, TIETZE-Wien 202, JAEKEL 201, KOKEN und FRECH je 4, BECK und KALKOWSKI je 3, WALTHER, BERGEAT, SAUER, EM. KAYSER, STILLE, RINNE, v. KOENEN, SALOMON, ER. KAISER je 2, BARROIS, v. ARTHABER, FELIX, BRUNS, WILCKENS, PAULCKE, BALTZER, HOERNES, MOLENGRAAF je 1. Ungültig 7 Stimmen. — Gewählt die Herren CREDNER, DEECKE, SCHMIDT, JAEKEL, WICHMANN, TIETZE.

Demnach setzt sich der Vorstand für das Jahr 1910 zusammen aus:

Herrn RAUFF als Vorsitzendem,
- BEYSCHLAG }
- WAHNSCHAFFE } als stellvertretenden Vorsitzenden,
- BLANCKENHORN }
- BELOWSKY }
- BÄRTLING }
- STREMME } als Schriftführern,
- ZIMMERMANN als Schatzmeister,
- EBERDT als Archivar;

Der Beirat von 1910 aus den Herren:

CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, JAEKEL-Greifswald, SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien und WICHMANN-Utrecht.

v. w. o.

BEYSCHLAG. RAUFF. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

45. Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge.

Von Herrn TH. SCHMIERER.

Berlin, den 30. November 1909.

Auf der diesjährigen Hauptversammlung unserer Gesellschaft hat Herr E. HARBORT über das Alter der Störungen in der sogenannten Helmstedter Braunkohlenmulde berichtet[1]). Nach seinen Ausführungen ist der Dorm und der Barneberger Höhenzug, die in voroligocäner Zeit wahrscheinlich nur als „Terrainwellen“ vorgebildet waren, in postmiocäner Zeit durch die Tertiärablagerungen der Helmstedter Mulde hindurchgepreßt worden, während Elm und Lappwald schon vor Ablagerung des Helmstedter Tertiärs die Ränder des Beckens bildeten. HARBORT hebt sodann ausdrücklich hervor, daß Elm und Lappwald damals noch nicht bis zu ihrer heutigen Höhe herausgehoben waren, „es läßt sich vielmehr mit Sicherheit nachweisen, daß eine zweite Emporwölbung und Heraushebung der das Braunkohlenbecken begleitenden Gebirgszüge in postoligocäner Zeit erfolgte“.

Meine im letzten und vorletzten Jahre ausgeführten Aufnahmen haben nun im Verein mit den Ergebnissen zahlreicher Tiefbohrungen gezeigt, daß tatsächlich Störungen postunteroligocänen Alters den Bau des östlichen Grenzgebirges der Helmstedter Braunkohlenmulde, des Lappwaldes, recht wesentlich beeinflußt haben.

Die Ausführungen HARBORTS und diejenigen SCHROEDERS über die Geologie der subhercynen Kreidemulde[2]) greifen zurück auf eine längst in Vergessenheit geratene, in dieser Zeitschrift

[1]) E. HARBORT: Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nordhannover. Diese Zeitschr. 1909, **61**, Monatsber. S. *381—391*.

[2]) H. SCHROEDER und J. BÖHM: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, N. F. Heft 56, S. 38.

veröffentlichte Beobachtung v. STROMBECKs, die durch die neue Aufnahme vollkommen bestätigt worden ist. Herr SCHROEDER machte mich neuerdings auf einen anderen, Alter und Art der Störungen im nördlichen Vorland des Harzes betreffenden Vortrag v. STROMBECKs[1]) aufmerksam, der bisher ebenfalls unbeachtet geblieben ist, und so ergreife auch ich diese Gelegenheit, meine Mitteilungen an das kurze Protokoll dieses Vortrags anzuknüpfen. Es heißt dort: „Im allgemeinen machte Herr VON STROMBECK auf die entschieden übergreifende Lagerung aufmerksam, mit der das Braunkohlengebirge auf den älteren Bildungen ruht, und da sich die jüngsten Kreideschichten überall in gestörter, nicht horizontaler Lage befinden, so fällt die Zeit, in welcher sich die durch Seitendruck hervorgebrachte Schichtenfaltung in dem Hügellande nördlich vom Harze ereignete, zwischen die Ablagerung der jüngsten Kreide und des Braunkohlengebirges.“ v. STROMBECK hat hier also auch das Alter gewisser präoligocäner Störungen ziemlich genau und in demselben Sinne festgelegt wie neuerdings HARBORT. Er unterscheidet ferner im nördlichen Vorland des Harzes viererlei Formen der Schichtenstellung:

„1. Sättel mit zwischenliegenden Mulden (Huy, Asse, Dorm);
2. einseitige Aufrichtungen oder halbe Sättel (Querenhorst);
3. Überschiebungen (Fallersleben, Grasleben), die nicht immer von den sub 2 zu unterscheiden sind, und
4. wellenförmige Biegungen, wo synklinale Schichten mit einseitigem Fall jüngere derart einschließen, daß die jüngeren von jenen älteren bedeckt und unterteuft werden (Helmstedt).“

Während die unter 4. genannten Störungen in das HARBORTsche Aufnahmegebiet fallen, haben die unter 3. aufgeführten „Überschiebungen“ Bedeutung für die Tektonik des Lappwaldes und des oberen Allertales. Das Protokoll über den v. STROMBECKschen Aufsatz läßt leider nähere Angaben über die bei Grasleben und Fallersleben auftretenden „Überschiebungen“ vermissen[2]). Ich kann mich deshalb bei meinen Mitteilungen nur auf meine eigenen Aufnahmen und die Tiefbohrungen des Gebiets stützen. Da ich beabsichtige, nach

---

[1]) Diese Zeitschr. VI, 1854, S. 639—641.

[2]) In den Profilen zu STROMBECKs Karte von Braunschweig werden am Nordostrand des Lappwaldes etwas nach Nordosten überkippte Sättel dargestellt. Vielleicht sind damit die genannten „Überschiebungen“ gemeint.

Abschluß der Aufnahmen eine ausführliche, auf Karten, Profile und genaue Schichtenverzeichnisse gestützte Darstellung der Tektonik im oberen Allertal zu geben, darf ich mich wohl jetzt darauf beschränken, die Lagerungsverhältnisse und die wichtigsten Störungen unter Zuhilfenahme der EWALDschen Karte und an der Hand zweier schematischer Querprofile zu erläutern, von denen das eine (Fig. 1, S. *505*) durch das Allertal bei Walbeck, das andere (Fig. 2, S. *508*) durch die Gegend von Grasleben gelegt ist.

In seiner Abhandlung: „Der geologische Aufbau des sogenannten Magdeburger Uferrandes“[1]), hat F. KLOCKMANN den Flechtingen-Alvenslebener Höhenzug nicht mit Unrecht einen „Harz im Kleinen“ genannt. Durch zahlreiche Tiefbohrungen im nördlichen „Vorland“ des Alvenslebener Höhenzuges und seiner Fortsetzung ist der sichere Nachweis der von KLOCKMANN nur vermuteten nördlichen Randspalte erbracht worden. Sie hat nach v. LINSTOW[2]) ein prämitteloligocänes Alter. Am Südrand legen sich nach EWALD und KLOCKMANN die Schichten des sedimentären Rotliegenden, des Zechsteins, Buntsandsteins usw. in normaler Folge auf die Porphyrdecken des Flechtinger Höhenzuges. Dies ist jedoch nach meinen Aufnahmen zwischen Klinze, Belsdorf und Behnsdorf nicht der Fall. Hier ist auf eine Strecke von mehreren Kilometern sedimentäres Rotliegendes, der weiter südöstlich voll entwickelte Zechstein und ein Teil des Unteren Buntsandsteins in die Tiefe gesunken. Der Flechtingen-Alvenslebener Höhenrücken nimmt also hier den Charakter eines echten Horstes an. Zur Altersbestimmung der südlichen Randspalte besitzen wir eine Handhabe wiederum in den Tertiärablagerungen. Glaukonitische Tone und Sande wurden schon von EWALD und KLOCKMANN nachgewiesen auf Culm bei Hundisburg und Dönstädt, auf Porphyr bzw. Augitporphyrit östlich Ivenrode und nordwestlich Alvensleben, auf sedimentärem Rotliegenden östlich Ivenrode und auf Unterem Buntsandstein nördlich Hörsingen. Die Aufnahme auf den Blättern Weferlingen und Helmstedt, Calvörde und Erxleben[3]) hat die Zahl dieser Tertiärflächen

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1890, S. 118—256.

[2]) v. LINSTOW: Beiträge zur Geologie von Anhalt. III. Das Alter des sog. Magdeburger Uferrandes. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 51 bis 62. — v. LINSTOW: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, S. 295—322.

[3]) Die beiden letztgenannten Blätter sind von Herrn WIEGERS aufgenommen.

bedeutend vermehrt. Dieselben Glaukonitsande und -tone verdecken zwischen Belsdorf und Behnsdorf in zusammenhängender Fläche Quarzporphyr, sedimentäres Rotliegendes und Unteren Buntsandstein, transgredieren also über die oben erwähnte Randspalte, ohne daß eine Verschiebung des Tertiärs an der Störung nachweisbar wäre. Sie sind ferner in übergreifender Lagerung nachgewiesen worden auf Mittlerem Buntsandstein in der Erxlebener Forst südlich und südwestlich Hörsingen, auf Röt ebendort und bei Weferlingen und Hödingen, auf Unterem und Mittlerem Muschelkalk zwischen Weferlingen und Döhren. Auch über das genauere Alter der Tertiärablagerungen haben neuere Funde Aufschluß gegeben. EWALD stellt sie auf seinem Blatte Magdeburg zum Mitteloligocän, auf dem Blatte Braunschweig zu den „Oligocänbildungen ohne speziellere Altersbestimmung". KLOCKMANN und WIEGERS[1]) identifizieren sie mit dem Magdeburger Sand, halten sie also für mitteloligocän. Eine Reihe von Ziegeleigruben: Hörsingen, Grasleben-Weferlingen, Schwanefeld im Allertal hat nun Fossilien geliefert, die das unteroligocäne Alter dieser glaukonitischen Bildungen erweisen. Bisher konnte ich nachweisen:

Ostrea Queteleti NYST.
- *callifera* LAM.
- *prona* WOOD. (?)
Spondylus Buchi PHIL.
Pecten corneus SOW.
Cardita latesulcata NYST.
Astarte pygmaea V. MÜNST.
Terebratulina rudis V. KOEN.
Nautilus sp.
Krebs- und Fischreste.

Eine weit besser erhaltene, artenreiche Fauna, d[illegible] genaue Bearbeitung noch aussteht, hat WIEGERS in Kl[illegible] und Auswaschungen im Rotliegendsandstein zwischen E[illegible] und Alvensleben gesammelt. Auch hier handelt [illegible] zweifellos um Unteroligocän; die marinen Tertiärab[illegible] zwischen dem Alvenslebener Höhenzug und dem [illegible] gehören also wohl durchweg dem Unteroligocän an u[illegible] mit den gleichalterigen marinen Sedimenten der Helm[illegible] Braunkohlenmulde in Zusammenhang zu bringen. M[illegible] somit eine ursprünglich allgemeine Überdeckung dies[illegible] biets mit Schichten des marinen Unteroligocäns als[illegible] angenommen werden.

[1]) Erläuterungen zu Blatt Calvörde, S. 24.

Neben diesen Resten von marinem Unteroligocän haben sich an einzelnen Stellen auch Tertiärablagerungen höheren Alters erhalten. Weiße Quarzsande, bisweilen mit Quarzitlagen und -knollen, und aus Kieselschiefer und Milchquarzen zusammengesetzte Kiese überlagern — ebenfalls ohne durch Störungen begrenzt zu sein — bei Hödingen unmittelbar den Mittleren Buntsandstein. Sie gleichen petrographisch vollkommen den Sanden und Kiesen, die in einem zusammenhängenden Zug vom Brandseeberg nordwestlich Grasleben bis mindestens in die Gegend von Beendorf reichen. Hier im Allertal unterteufen sie mehrfach das marine Unteroligocän, gehören somit derselben Stufe an wie die Helmstedter Braunkohlen.

Dies sind die ältesten Ablagerungen, die sich diskordant über das Buntsandstein-Muschelkalkplateau östlich der Aller ausbreiten.

HARBORT folgt in seinem Vortrag[1]) dem Vorschlag V. LINSTOWs und rechnet die ältesten Helmstedter Tertiärbildungen zum Eocän. Er stellt nun aber weiterhin fest, daß im nördlichen Teil des Helmstedter Beckens über den unteroligocänen Grünsanden wiederum Süßwasserablagerungen folgen. Auf Grund der petrographischen Zusammensetzung dieser fluviatilen Sedimente (Quarzsande, grobe Sande und feine Schotter mit Kieselschiefer, Grauwacken usw., Sand- [illegible] und Quarziteinlagerungen) vermutet HARBORT in ihnen [illegible]rungen miocänen Alters. M. E. bietet die petro[illegible]che Zusammensetzung dieser hangenden Tertiärschichten [illegible] Handhabe zur Konstruktion eines Unterschiedes zwischen [illegible]n hangenden und liegenden Süßwasserablagerungen. Im Allertal zeigen die Tertiärschichten im Liegenden des marinen [illegible]nteroligocäns vielfach den petrographischen Charakter der [illegible]enden Süßwasserbildungen HARBORTs. Da außerdem [illegible]andfrei als Miocän bestimmte Süßwasserablagerungen [illegible]lichen Harzvorland fehlen, so neige ich eher dazu, [illegible] Süßwasserhorizonte zu identifizieren, und schließe [illegible] von HARBORT beschriebenen Lagerungsverhältnissen [illegible]ineinandergreifen der marinen und terrestrischen Unter[illegible]nbildungen. Nach meiner Auffassung ist also das Helm[illegible] Braunkohlentertiär in seiner Gesamtheit dem Unter[illegible]n anzugliedern.

[illegible]enn wir demnach den ältesten Ablagerungen, die sich [illegible]nt au[illegible] das Triasplateau östlich der Aller legen, ein

[1]) Geo[illegible] aufgen[illegible] a[illegible] 1.

unteroligocänes Alter zuschreiben, so kommt den Störungen, welche das flache Südwest-Einfallen des Buntsandsteines und Muschelkalks verursacht haben, ein mindestens präunteroligocänes Alter zu. Wir werden später versuchen, Alter und Art dieser Dislokationen genauer zu bestimmen.

Das Weferlinger Triasplateau wird in südwestlicher Richtung begrenzt durch eine schmale, hauptsächlich aus Keuper, Jura und Tertiär bestehende Zone. Sie läßt sich mit einer Breite von durchschnittlich 1 km von Grasleben bis Eilsleben verfolgen und verschwindet von dort ab unter diluvialen Ablagerungen. Nordwestlich von Weferlingen verbreitert sich diese Zone mehr und mehr dadurch, daß der bisher parallel mit dem Nordostrand streichende Südwestrand mehrmals nach Westen abweicht, um sodann wieder in die Nordwestrichtung zurückzukehren. Im Gegensatz dazu verläuft der Nordrand in fast gerader Linie von Meynkoth über Ziegelei Mackendorf, Neue Mühle bei Weferlingen, durch die Ortschaften Walbeck, Schwanefeld, Alleringersleben usw. entlang einer Spalte, an der meist Rät oder Gipskeuper gegen Röt oder Muschelkalk stoßen.

Die Bestimmung der Art und des Alters der randlichen Störungen hat ergeben, daß die naheliegende Deutung dieser Zone als eines zwischen Lappwald und dem Weferlinger Triasplateau eingesunkenen Grabens unhaltbar ist.

Mehr als 50, hauptsächlich von den Gewerkschaften Burbach und Alleringersleben im oberen Allertal ausgeführte Tiefbohrungen haben ergeben, daß hier der Zechstein nicht, wie in einem Graben zu erwarten wäre, in größerer, sondern in weit geringerer Tiefe ansteht als unter den „stehengebliebenen“ Randpartien, Lappwald und Weferlinger Triasplateau. Dabei kann heute nicht mehr bestritten werden, daß die innerhalb des „Allertalgrabens“ zwischen dem Walbecker Schacht und Eilsleben schon in einer durchschnittlichen Teufe von 200 bis 300 m erbohrten Salze mit ihren Kalisalz-, Anhydrit-, und Salztoneinlagerungen dem Oberen Zechstein und nicht etwa einer jüngeren Formation angehören. Dies ergibt sich nicht nur aus dem petrographischen Charakter der genannten Gesteine, sondern auch aus der Tatsache, daß unmittelbar unter ihnen bei Wefensleben, Alleringersleben, Walbeck usw. bituminöse Mergelschiefer und Anhydrite des Mittleren Zechsteins erbohrt worden sind.

Die Schichtenfolge dieser Bohrungen ist sehr mannigfaltig und gestört. Gemeinsam ist ihnen allen, daß unmittelbar unter verschiedenen Stufen des jüngeren Mesozoicums

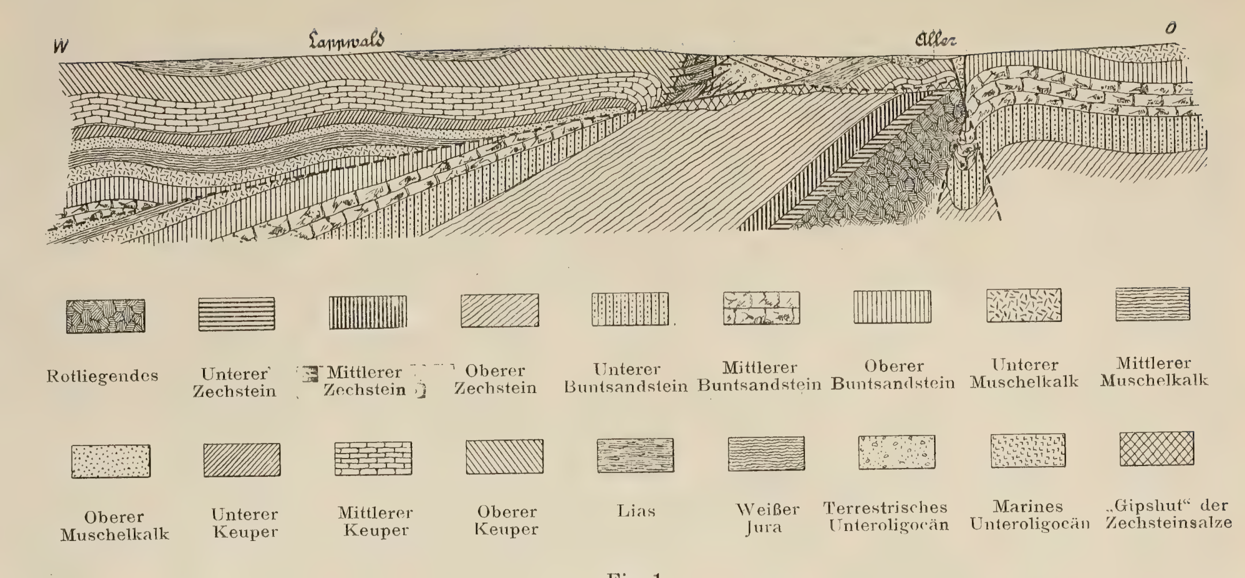


Fig. 1.
Schematisches Profil durch das Allertal bei Walbeck. Ungefährer Maßstab 1:42000.

vom Keuper ab aufwärts, ja auch unmittelbar unter Tertiär, der Zechstein erbohrt worden ist, während sämtliche Horizonte des Buntsandsteins und Muschelkalks beständig fehlen. Dagegen haben die in den Triasablagerungen östlich der Aller angesetzten Tiefbohrungen durchweg eine normale Schichtenfolge bis in den Zechstein ergeben. Die dem Allertal im Osten entlang streichende Spalte hat also eine für den Kalibergbau sehr wesentliche Bedeutung. An ihr ist eine mehrere 100 m betragende Senkung des nordöstlichen bzw. eine Hebung des südwestlichen Flügels erfolgt. Sie wird somit am besten aufgefaßt als eine Randspalte, die einen — möglicherweise einseitigen — Horst gegen den abgesunkenen nordöstlichen Flügel abschneidet (vgl. Fig. 1). Sie ist die wichtigste unter den Störungen, die das im allgemeinen südwestliche Einfallen der Triasschichten östlich der Aller veranlaßt haben, und deren Alter wir oben noch ziemlich ungenau als präunteroligocän festgelegt haben [1]).

Die Beziehung dieser Randspalte zum „Allertalgraben" bleibt nach den bisherigen Ausführungen unklar. Prüfen wir jedoch die den „Graben" auf der Südwestseite begrenzenden streichenden Störungen, so erkennen wir, daß auch diese nicht den Charakter von Grabenversenkungen zeigen. Am Westrand des „Grabens" stoßen in dem bis jetzt genauer aufgenommenen Gebiet nordwestlich Walbeck verschiedene Horizonte des Weißen Jura gegen mehr oder weniger steil nach Nordosten fallende rätische oder unterliasische Schichten. Die streichenden Störungen verlaufen selten auf größere Strecken geradlinig, sondern mehrfach in starkgekrümmtem Bogen und werden gekreuzt und verschoben von zahlreichen Quersprüngen. Der ganze Steilabhang des Lappwaldes stellt eine Zone von Störungen dar, deren Einfallen sich mehrfach bestimmen läßt aus Kurven, die sie über Hügel oder Quertäler hinweg beschreiben. Es läßt sich feststellen, daß der Rätkeuper auf die bunten Mergel, Breccien und Kalke des Weißen Jura überschoben ist, und zwar teils infolge eines von Südwesten kommenden Druckes, teils infolge eines schwächeren, in umgekehrtem Sinne wirkenden Gegendruckes. Im Einklang damit stehen die Ergebnisse der bergbaulichen Aufschlüsse am Westrand des „Allertalgrabens". Der Schacht

[1]) Wenn ich in Fig. 1. diese Spalte mit steil südwestlichem Einfallen als Überschiebung darstelle, so muß ich beifügen, daß ein strikter Beweis bisher nicht vorliegt. Lediglich die Annahme eines von Südwesten auf die plastischen Zechsteinsalze wirkenden Druckes hat mich zu meiner Auffassung geführt.

Gerhard (Kaliwerk Walbeck), südöstlich Grasleben an der braunschweigischen Grenze gelegen, ist nur etwa 100 m entfernt von der den „Allertalgraben" südwestlich begrenzenden streichenden Hauptstörung. Beim Abteufen des Schachtes wurde diese nicht durchfahren, sondern nur Weißjura-Mergel, die, nach allen Richtungen einfallend, in einer Teufe von rund 300 m den Zechstein überlagerten. Das Einfallen der genannten Störung muß also entweder mit der Vertikalen nahezu zusammenfallen oder sogar nach Süden bzw. Südwesten gerichtet sein. Zwei weitere, nordwestlich Walbeck niedergebrachte Bohrungen liefern sogar den unmittelbaren Beweis dafür, daß Überschiebungen am Ostabhang des Lappwaldes weit verbreitet sind. Beide sind in denselben oberjurassischen Mergeln angesetzt wie der Schacht Gerhard und haben bei 63 bzw. 87 m tertiäre Ablagerungen erreicht. Auch bei Wefensleben hat eine der Schachtvorbohrungen der Gewerkschaft Alleringersleben bis zu einer Teufe von etwa 30 m anstehenden Rätkeuper und sodann in normaler Reihenfolge Unteren Dogger, Oberen und Mittleren Lias durchsunken. Ist somit einwandfrei erwiesen, daß am Nordostabhang des Lappwaldes Überschiebungen eine wesentliche Rolle spielen, so liegt es nahe, auch die flach nach Südwesten einfallende, bisher von Eilsleben bis Grasleben durch Tiefbohrungen festgestellte, an der Oberfläche aber nirgends nachweisbare Störung mit jenen Überschiebungen in Zusammenhang zu bringen. Sie charakterisiert sich heute — wenigstens im Bereich des „Allertalgrabens" — nicht als echte Überschiebung, sofern sie hier überall jüngere Schichten im Hangenden von älteren im Liegenden trennt, aber diese Erscheinung ist ohne weiteres zu verstehen, wenn wir mit der Tatsache der älteren Heraushebung des Zechsteinhorstes rechnen. Erst tief unter dem Lappwald findet sich ein Punkt, von dem ab der Charakter dieser flachen Störung als Überschiebung nachweisbar ist (Fig. 1).

Zum Verständnis dieser Behauptung muß ich auf die Tektonik der Umgebung von Grasleben näher eingehen, die wesentlich abweicht von den bisher besprochenen südöstlich von Schacht Gerhard herrschenden Verhältnissen.

Während die im Allertal zwischen Schacht Gerhard und Eilsleben niedergebrachten Tiefbohrungen höchst verworrene Lagerungsverhältnisse der den Zechstein überdeckenden Formationen ergeben haben, und während dort fast jeder einzelne Aufschluß nicht vorherzusehende Überraschungen gezeitigt hat, ist in der Umgegend von Grasleben eine gewisse Regelmäßigkeit der Profile nicht zu verkennen.

Die große, nach Südwesten einfallende Hauptüberschiebung ist auch hier überall nachweisbar, aber das Ausmaß der Verschiebung zwischen dem Zechstein im Liegenden und den Formationsgliedern im Hangenden wird um so geringer, je mehr wir uns dem Lappwald nähern, mit anderen Worten: unter dem Lappwald schieben sich im Hangenden der Überschiebung nacheinander diejenigen Formationsglieder wieder ein, die im „Allertalgraben" fehlen, Muschelkalk und Buntsandstein (s. Fig. 2).

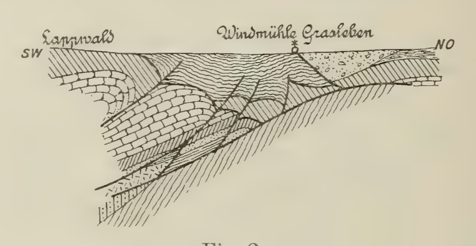


Fig. 2.
Profil durch die Gegend südwestlich Grasleben.
Ungefährer Maßstab 1 : 42000. Erklärung wie bei Fig. 1 (S. *505*).

Über das Verhalten des „Horstes" im Liegenden sind wir sehr mangelhaft unterrichtet. Wir wissen nur, daß das Fallen im allgemeinen ebenfalls nach Südwesten gerichtet ist; die Zechsteinschichten fallen aber bedeutend steiler ein als die im Hangenden der Überschiebung auftretenden Triasablagerungen. Die beigefügten Profile haben, soweit sie die Lagerungsverhältnisse des Zechsteinhorstes betreffen, nur den Wert eines Schemas. Wie aus den bergbaulichen Aufschlüssen hervorgeht, sind die Lagerungsverhältnisse der Zechsteinschichten keineswegs regelmäßig, im Gegenteil reich an Falten, Überschiebungen, Verschiebungen in der Horizontalen und Vertikalen usw. Ob nun die Zechsteinschichten im Hangenden durch eine Spaltenverwerfung abgeschnitten werden und somit einen echten Horst darstellen, oder ob sich Buntsandstein, Muschelkalk usw. in normaler Folge mit südwestlichem Einfallen auf den Zechstein legen: es muß jedenfalls ein Punkt eintreten, wo unsere Hauptüberschiebung durch eine überkippte Falte abgelöst und zum Auskeilen gebracht wird. Die einzige Bohrung, die zur Prüfung unserer Auffassung herangezogen werden kann, ist die von E. ZIMMERMANN bearbeitete Kalibohrung Albrechtshall IV, östlich Rottorf. Diese hat nacheinander Lias, Oberen, Mittleren und Unteren Keuper, Oberen, Mittleren und Unteren

Muschelkalk in normaler Mächtigkeit durchsunken. Eine m. E. außergewöhnlich hohe Mächtigkeit (212 m) zeigt dagegen der Röt, der bei 914 m durchteuft worden ist. Zwar ist der Obere Buntsandstein der Bohrung Albrechtshall IV salzführend, trotzdem erscheint mir seine Mächtigkeit zu hoch[1]). Ohne auf die Ergebnisse dieser Bohrung größeres Gewicht legen zu wollen, möchte ich doch nicht versäumen, auf die Möglichkeit hinzuweisen, daß hier eine teilweise Wiederholung der Rötschichten vorliege, die vielleicht mit der Lappwaldüberschiebung zusammenhängt.

Kehren wir zu den tektonischen Verhältnissen südlich Grasleben zurück, so haben uns die dort geschaffenen Aufschlüsse gelehrt, daß ein Keil von Keuper und Muschelkalkschichten, der mit der aufgeschobenen Partie des Lappwaldes in Verbindung steht, sich einzwängt zwischen die Juramergel im Hangenden und den Zechstein im Liegenden. Auch die bei Walbeck als Überschiebung erkannte Störung zwischen den Juramergeln und dem Braunkohlen-Unteroligocän fällt hier nicht nach Südwesten, sondern umgekehrt ein. Die beiden bei Walbeck als Überschiebung in Erscheinung tretenden Störungen haben sich also bei Grasleben in Unterschiebungen verwandelt. Der aus den Triasschichten des Lappwaldes bestehende Keil ist über den Zechstein, aber unter die Juramergel, und diese wiederum sind unter das Braunkohlen-Unteroligocän geschoben (Fig. 2). Die Umkehrung im Fallen der beiden streichenden Über- bzw. Unterschiebungen liegt vermutlich da, wo Rät, Weiß-Jura und Tertiär scharf nach Westen umbiegen. Unterschiebung und Überschiebung sind wahrscheinlich vermittelt worden durch eine von Westen nach Osten wirkende, längs der Störung erfolgende Horizontalverschiebung.

Sämtliche Über- und Unterschiebungen stehen derart miteinander in Verbindung, daß von der flach nach Südwesten fallenden und nirgends an die Oberfläche tretenden Hauptüberschiebung mindestens zwei steiler fallende Nebenstörungen erster Ordnung und unendlich viele Nebenstörungen von untergeordneter Bedeutung abzweigen, die alle denselben Charakter tragen. Die Zerquetschung und Zertrümmerung des Deckgebirges geht vielfach, insbesondere in tonigen Gesteinen, so weit, daß zahllose Rutschflächen und — bei weitergehender Zerreißung der Gesteine — Breccien entstehen. Solche

---

[1]) Die Mächtigkeit des salzführenden Röts schwankt bei Eilsleben im ungestörten Gebirge zwischen 120 und 160 m.

Reibungsbreccien habe ich in den Kernen vieler Bohrungen und in den verschiedensten Horizonten beobachtet, so in der Bohrung 20 bei Wefensleben zwischen Rät und Gipskeuper, in Bohrungen bei Grasleben und Walbeck in den Weiß-Jura-Mergeln, im Westquerschlag auf der 420 m-Sohle des Kaliwerkes Walbeck, wo eine Überschiebung die steil fallenden Zechsteinschichten abgeschnitten hat, am schönsten aber an den Kernen der Schachtvorbohrung Wefensleben II. Hier erscheint der Obere Lias und Untere Dogger in zahllose Trümmer von rhomboedrischer Gestalt zerlegt, und selbst die einzelnen Bruchstücke sind noch von Rutsch- und Druckflächen durchzogen, die Petrefakten zerbrochen und gequetscht. Fast das gesamte Deckgebirge über dem Zechstein zeigt diese Beschaffenheit, am stärksten im Liegenden, wo Lias- und Gipskeuperbrocken mit Anhydrit- und Gipsbruchstücken zu einer bunten, häufig wieder verfestigten Breccie verbacken sind. Es zeigt sich auch hier die fast überall an Überschiebungen beobachtete Erscheinung, daß diese weit größere Gesteinskomplexe in Mitleidenschaft ziehen als etwa Spaltenverwerfungen, daß ferner mit den Hauptüberschiebungen eine große Anzahl von Nebenüberschiebungen im Zusammenhang steht, wodurch breite Störungs*zonen* entstehen.

Die zahlreichen Querstörungen, die in der Überschiebungszone auftreten, bis in unteroligocäne Schichten fortsetzen und damit auch eine Dislokation der Überschiebungen herbeiführen, möchte ich nicht auf Spaltenverwerfungen zurückführen, sondern auf horizontale Seitenverschiebungen, die demselben seitlichen Druck ihre Entstehung verdanken wie die Überschiebungen.

Aus den bisherigen Ausführungen geht hervor: Der Lappwald ist — wenigstens in seinem nordöstlichen Teil — auf einen alten Zechsteinhorst aufgeschoben. Der „Allertalgraben" ist gleichzeitig vor dem Lappwald hergeschoben. Das Alter der bei diesem Vorgang entstehenden Faltungen, Über-, Unterschiebungen und horizontalen Seitenverschiebungen ist *postunteroligocän*, da unteroligocäne Schichten von den genannten Störungen mitbetroffen sind.

Wir können demnach die zwischen dem Lappwald und dem Weferlinger Triasplateau eingeschaltete, aus jungmesozoischen und tertiären Ablagerungen bestehende Partie nicht als „Graben" auffassen, geschweige denn als „Modell" eines solchen[1]).

---

[1]) K. Keilhack: Die erdgeschichtliche Entwicklung und die geologischen Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. 1909, S. 57 und Profil Fig. 12.

Dagegen dürfen wir wohl annehmen, daß in dem Gebiet zwischen der heutigen Helmstedter Braunkohlenmulde und dem Weferlinger Triasplateau in voroligocäner Zeit ein Graben existiert hat, dessen Ränder durch die jüngeren Überschiebungen gänzlich verwischt worden sind. Ich habe hierbei nur den südöstlich von Grasleben liegenden, mir genauer bekannten „Graben"-Teil im Auge. Das durch die Umgegend von Grasleben gelegte Profil (Fig. 2) scheint anzudeuten, daß von hier ab die tektonischen Verhältnisse einfacher werden, indem sich durch allmähliches Einschieben der fehlenden Formationsstufen ein normaler Graben herausbildet. Auch die deutliche Verbreiterung des „Grabens" nordwestlich Grasleben scheint dafür zu sprechen.

Suchen wir das Alter des ursprünglichen Grabens genauer zu ermitteln, so müssen wir ältere und jüngere Störungen streng auseinanderhalten. Innerhalb des „Grabens" überlagern in dem bisher aufgenommenen Teil die sehr mächtigen unteroligocänen Schichten diskordant teils Rätkeuper, teils verschiedene Stufen des Lias. Wie in der Helmstedter Braunkohlenmulde waren also vor Ablagerung des Unteroligocäns Störungen vorhanden. Auf dem Weferlinger Triasplateau überlagern Reste der beiden Unteroligocänstufen unmittelbar Buntsandstein oder Muschelkalk. Die jungmesozoischen Ablagerungen des „Grabens" verdanken also ihre Erhaltung nur der tiefen Lage, in die sie zu präunteroligocäner Zeit gebracht worden sind.

Eine Handhabe zur Zeitbestimmung nach unten bietet uns die schon in der EWALDschen Karte angegebene Kreidescholle bei der Morslebener Mühle[1]). Verschiedene Bohrungen bei Alleringersleben, vor allem aber die am dortigen Schacht vorgenommenen Abteufungsarbeiten haben eine weitere Erstreckung dieser Scholle nach Südosten ergeben. Beim Abteufen fanden sich in den Konglomeraten, Kalksandsteinen und Glaukonitsanden Fossilien, und zwar unter anderem *Actinocamax quadratus* und *Belemnitella mucronata*[2]). Es handelt sich demnach um obere Quadratenkreide. Sie überlagert im Schacht diskordant mit südwestlichem Einfallen die roten Letten,

---

[1]) Vgl. auch die Notiz EWALDS: „Über das Vorkommen der Kreideformation mit *Belemn. quadratus* bei Morsleben" usw. Diese Zeitschr. X, S. 226.

[2]) Herr SCHRÖDER hatte die Liebenswürdigkeit, während meiner längeren Abwesenheit im Ausland die Abteufungsarbeiten zu verfolgen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche.

Gipse und Anhydrite, welche die Decke der Zechsteinsalze bilden. Nach der EWALDschen Karte transgrediert das Senon über Gipskeuper und stellt somit nach meiner Überzeugung eine mit den übrigen mesozoischen und tertiären Formationsgliedern aufgeschobene Scholle dar. Dem Weferlinger Triasplateau und dem Lappwald fehlen nun aber Kreideablagerungen völlig; sie sind dort der Denudation zum Opfer gefallen. Die jüngste Stufe, die in den — für unser Gebiet hypothetischen — Graben eingesunken und damit der Abtragung entgangen ist, gehört demnach dem Untersenon an. Die Grabenversenkung ist also zu postuntersenoner, aber präoligocäner Zeit erfolgt, folglich obersenonen oder eocänen Alters. Der nachweisbar ältesten Störung unseres Gebiets, die den Zechsteinhorst gegen das Triasplateau abschneidet, müssen wir ein gleich hohes, wenn nicht höheres Alter zuschreiben.

Es bleibt mir noch die Aufgabe, das höhere Alter der eben genannten Spalte in Einklang zu bringen mit der merkwürdigen Tatsache, daß, wie ein Blick auf Fig. 1 zeigt, die jüngere Überschiebung von der Randspalte des Zechsteinhorstes scheinbar abgeschnitten wird. Müßte nicht umgekehrt diese von der Überschiebung abgeschnitten werden, bzw. warum verdecken die aufgeschobenen Schichten die ältere Randspalte nicht?

Stellen wir uns das Stadium nach der Hebung des Zechsteinhorstes vor, so ist klar, daß sofort eine tiefgreifende Auflösung der aufgerichteten Zechsteinsalze eingesetzt hat. Dadurch wurde die Randspalte auf eine größere Tiefe bloßgelegt, der „abgesunkene“ Flügel bildete eine hochragende Wand und das nordöstliche Ufer für die auf den Zechsteinschichten sich sammelnde Lauge. Die in fast allen Bohrungen im Allertal nachgewiesene Gips- und Anhydritdecke legt sich — und dies ist übereinstimmend an den Kernen zahlreicher Tiefbohrungen und beim Abteufen der Schächte festgestellt worden — diskordant mit sehr wechselnder Mächtigkeit auf die meist steil nach Westen fallenden Zechsteinsalze. Mag auch dieser „Hut“ teilweise ein Residuum der nach Auflösung der Zechsteinsalze zurückgebliebenen und in Gips verwandelten Anhydrite darstellen: teilweise sind an seiner Zusammensetzung auch echte Anhydrite beteiligt, die nur durch Ausscheidung aus einer konzentrierten Lauge — als Neubildung — entstanden sein können. Der nordöstliche Teil des Lappwaldes und die von ihrem ursprünglichen Sockel losgerissenen Ablagerungen des alten Grabens wurden in die durch partielle Auflösung des Zechsteinhorstes gebildete Depression geschoben und stauten

sich an dem „abgesunkenen“ Flügel des Horstes, der, aus Buntsandstein und Muschelkalk bestehend, hoch emporragte. Dieser Aufstau veranlaßte einen Gegendruck und eine der Hauptüberschiebung entgegenwirkende Aufpressung, die wahrscheinlich „posthum“ an der alten Randspalte eingesetzt hat. Zu dieser Auffassung bin ich gekommen auf Grund der Spezialaufnahme, die ergeben hat (s. Fig. 1):

1. Ein nordöstliches Einfallen der „Randspalte.“
2. Das Vorhandensein einer Aufpressungszone, die schon auf der EWALDschen Karte deutlich hervortritt und von Weferlingen bis Schwanefeld nachgewiesen ist.
3. Das Vorhandensein eines schmalen, stellenweise auskeilenden, mehrfach in Form einer Reibungsbreccie auftretenden Wellenkalkbandes, das, in die Störungsspalte eingeklemmt, von Weferlingen bis Alleringersleben zu verfolgen ist. Die Wellenkalk- und Schaumkalkbänke dieser Scholle fallen über Tage steil nach SW ein, stehen aber unter Tage, wie ich beim Abteufen eines Brunnens in Walbeck feststellen konnte, saiger und erscheinen in noch größerer Tiefe überkippt. Die Scholle liegt etwa 20 m tiefer als die Unterkante des ungestörten Wellenkalkes.

Deuteten die an der Störung geschleppten Muschelkalkschichten ein Absinken des Muschelkalks an, so müßte auch ein Absinken des Röts festzustellen sein, abgesehen davon, daß Wellenkalk innerhalb des „Allertalgrabens“ vollständig fehlt. M. E. ist also an der alten Randspalte posthum eine Aufpressung erfolgt bzw. eine Hebung des früher abgesunkenen Flügels um mindestens 20 m. Die schmale Rötzone und der an der Störung eingeklemmte Wellenkalk deuten in charakteristischer Weise die Schleppung überschobener Schichten an.

Zusammenfassung.

Betrachten wir unsere Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik der westlich benachbarten Gebiete, so ergibt sich folgendes: Nach v. STROMBECK und HARBORT erfolgte die erste Aufwölbung von Elm und Lappwald und der Beginn der Heraushebung des Dorms und Barneberger Höhenzuges in der Eocänzeit. Mindestens in derselben, vielleicht sogar einer älteren Periode erfolgte in unserem Gebiet die Heraushebung des Zechsteinhorstes im Allertal bzw. das Absinken des Weferlinger Triasplateaus, das sich stellenweise auch am Südrande des Alvenslebener Höhenzuges bemerkbar macht.

Obersenon oder eocän ist auch das Alter eines Grabens, dessen damalige Lage in unserem Gebiet nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, vermutlich da zu suchen ist, wo heute der nordöstliche Teil des Lappwaldes sich befindet.

Infolge der Auflösung eines Teiles der Zechsteinsalze bildete der gehobene Flügel des Horstes eine Depression, während der gesunkene Flügel und die Randspalte teilweise bloßgelegt war.

In postunteroligocäner, vermutlich miocäner Zeit erfolgt die zweite Heraushebung des Dorms und Barneberger Höhenzuges. Gleichzeitig, vielleicht sogar als eine Folgeerscheinung dieser Emporwölbungen, ist die Überschiebung des Lappwaldes und vor ihm her des genannten Grabens über den alten Zechsteinhorst vor sich gegangen. Die aufgeschobenen und ihrerseits vom Lappwald über- oder unterschobenen Ablagerungen des früheren Grabens erfahren bedeutende Dislokationen der mannigfaltigsten Art, welche noch dadurch vermehrt und verstärkt werden, daß die aufgeschobenen Schichten an der bloßgelegten Randspalte des Zechsteinhorstes einen Aufstau erfahren. Im Zusammenhang damit stehen Gegenüberschiebungen, welche teils Ablagerungen des früheren Grabens durchsetzen, teils posthum an der alten Randspalte eine Aufpressung und Hebung der randlichen Teile des Weferlinger Triasplateaus hervorrufen.

Postunteroligocän sind endlich auch die Störungen, die den Muschelkalk bei Weferlingen durchqueren, und mit deren Hilfe der „Durchbruch" der Aller erfolgt ist.

---

46. Brief an Herrn H. Schroeder.

Von Herrn A. v. Koenen.

Göttingen, den 14. November 1909.

In Ihrer neuesten, zusammen mit Herrn J. Boehm verfaßten Arbeit „Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde" leiten Sie ein längeres Zitat aus einem Aufsatz von mir mit den Worten ein: „so daß noch im Jahre 1899 von Koenen die Beziehungen der mesozoischen Formationen zum Harz als Gebirge in folgender Weise erörtern konnte." Hierdurch wird nun, jedenfalls ohne Ihre Absicht, bei dem nicht ganz aufmerksamen Leser der Eindruck erweckt, als

seien meine zitierten Ausführungen sämtlich hinfällig, die doch auf die sehr junge Heraushebung des Harzes hinzielen. Das Gegenteil ist aber der Fall, und nur zwei Zeilen wären hinzuzusetzen, um die jetzt von Ihnen gebrachten Tatsachen einzufügen.

Ich hatte gesagt, daß bis zur Tertiärformation der Harz nicht „mit seiner jetzigen Oberfläche wesentlich aus dem Meere emporgeragt hätte“, sowie „daß er nicht als Gebirge existiert haben kann“, natürlich der paläozoische Harz, dessen Gesteine heute von jedem Gewässer in Menge mitgeführt werden in das Vorland.

Sie schließen sich aber dem Schluß von BRANDES an, (S. 27) „daß das Harzkerngebirge zur Zeit der Ilsenburgmergel bereits an den Meeresboden oder gar die Meeresoberfläche gereicht haben muß“. Das ist also noch weniger, als ich für möglich hinstellte, und der Nachweis, daß schon JASCHE vor über 50 Jahren Harzgerölle im oberen Untersenon bei Stachelburg, Drübeck, Wernigerode und Ilsenburg beobachtet hat, daß diese Beobachtung von EWALD und anderen, die speziell über die oberste Kreide jener Gegend gearbeitet haben, ingnoriert und schließlich mir entgangen ist, ändert absolut nichts an meiner Auffassung über die Heraushebung des Harzes. Von Interesse ist das Auftreten von Geröllen im Untersenon und dessen Lage auf aufgerichtetem Muschelkalk, welche doch jedenfalls mit Abtragungen oder Auswaschungen und auch vorhergehenden Krustenbewegungen in Verbindung zu bringen sind, besonders da etwa gleichzeitig derselbe Vorgang bei Ilsede von mir in Anspruch genommen wurde für die Bildung der dortigen Eisensteine, welche aus Geröllen des Albien, Aptien usw. bestehen.

Für noch wichtiger möchte ich die Entstehung der Schwelle am nördlichen Harzrande und am Teutoburger Walde halten, welche am Anfange der Kreidezeit die südliche Grenze der Unteren Kreide bildete.

47. Das Alter der Jura-Ablagerungen im Klein-Labatale (nördlicher Kaukasus).

Von Herrn B. v. REHBINDER.

St. Petersburg, den 10. November 1909.

Im Anschluß an M. v. DÉCHYs Kaukasus (1907), in dessen drittem Bande von K. PAPP jurassische Versteinerungen aus der Umgebung von Psebaj im Klein-Labatale zum erstenmal erwähnt und z. T. beschrieben und abgebildet werden, möchte ich die Bestimmungen veröffentlichen, die ich an einer formenreicheren Sammlung aus derselben Gegend gemacht habe. Das betreffende Material ist von W. WOROBJEW und J. TOLMATSCHEW für die St. Petersburger Akademie der Wissenschaften in den Jahren 1906—07 gesammelt worden.

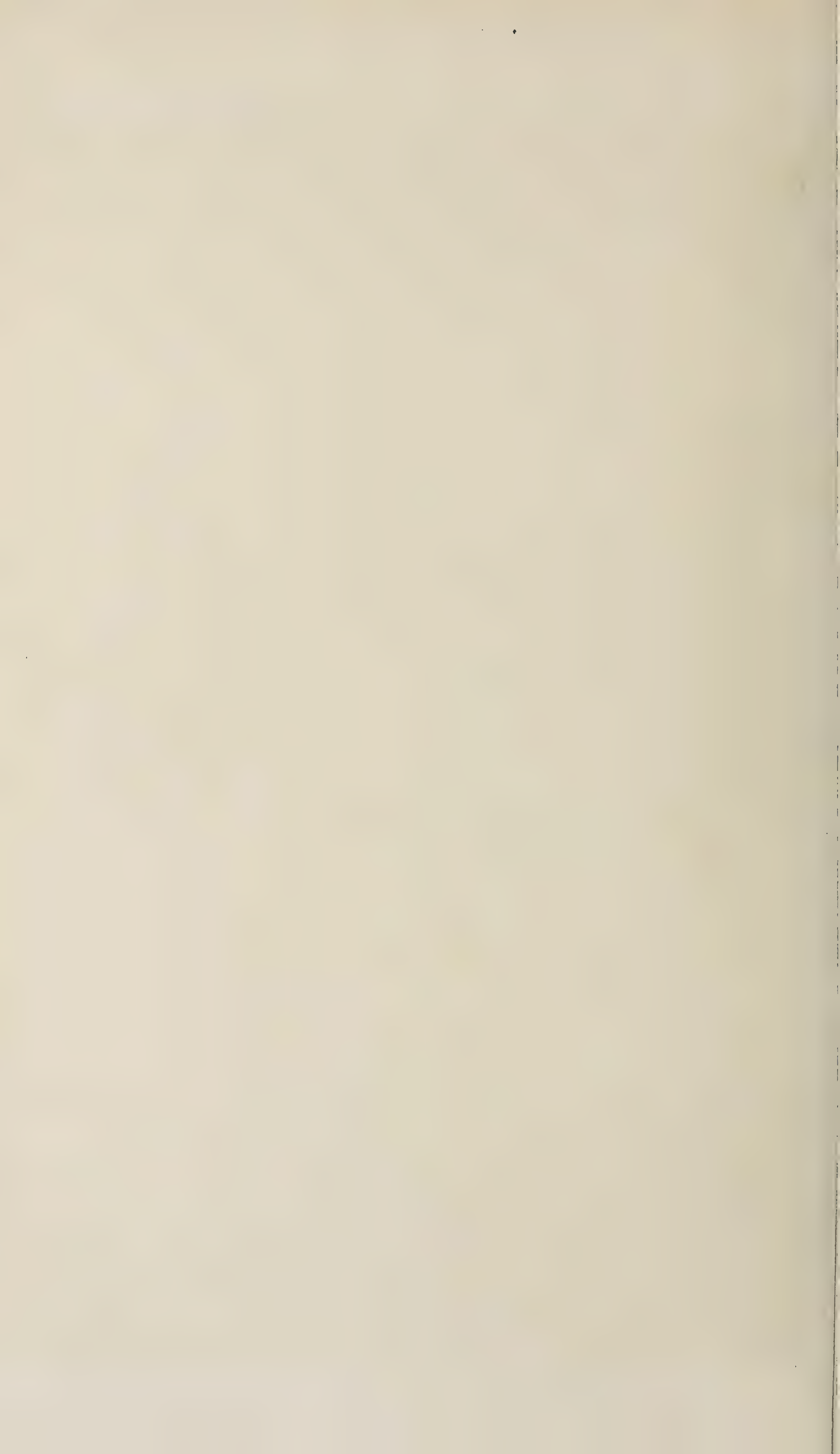
Nach einer Mitteilung von TOLMATSCHEW gestalten sich die geologischen Verhältnisse folgendermaßen:

Auf einer Strecke von 5 km flußabwärts (nordöstlich) von Psebaj besteht der obere Teil des steilen Talgehänges beiderseits aus hellen jurassischen Kalken, die nach NO 55° unter 6° einfallen und deren Liegendes aus dunkelgrauen Schiefertonen besteht. Von der linken (westlichen) Seite münden ins Haupttal mehrere Seitentäler, von denen die nördlichen bis nach unten gehende Aufschlüsse der Kalke zeigen und auch die darauf liegenden gipsführenden Tone und Gipse durchschneiden. Im südlichsten derselben dagegen (sog. Lazarettal) ist die Auflagerung der Kalke auf die Tone gut zu sehen und im Schiefertone eine nach NO 50 unter 15° einfallende, bis 0,20 m dicke Lage von tonigem Sphärosiderit sichtbar. Auch Sphärosideritknollen kommen in diesem Tone vor.

Oberhalb Psebaj durchschneidet die Klein-Laba Sandsteine, die Pflanzenreste und untergeordnete Schiefertone führen. Ihr Alter konnte nicht bestimmt werden; sie lagern auf triadischen Kalken. In der Sammlung sind außerdem Stücke eines graugelben bis rostbraunen sandig-kalkigen, z. T. oolithischen Gesteins (kalkiger Sandstein, sandiger Kalkstein) vorhanden, dessen Versteinerungen auf einen Horizont deuten, der jünger als die sphärosideritführenden Tone und älter als die hellen Kalke ist. Dies Gestein muß daher entweder eine Lage zwischen den Tonen und Kalken bilden oder aber dem oberen Teile der ersten untergeordnet sein.



C. Gottsche



Alle Versteinerungen der Sammlung sind auf der erwähnten 5 km-Strecke flußabwärts von Psebaj, und zwar bloß auf der linken Seite des Haupttales und z. T. in den linksseitigen Seitentälern, gesammelt worden.

Aus den Sphärosideriten liegen 2 Bruchstücke von *Parkinsonia Parkinsoni* [s. dilat.][1]) vor, sowie 1 ganzes kleines Exemplar und 1 Bruchstück eines *Poecilomorphus* aff. *macer* BUCKM.

Da *Park. Parkinsoni* hauptsächlich im Bajocien vorkommt, und *Poec. macer* ebenfalls aus dieser Etage stammt, dürften die Sphärosiderite und zugleich wenigstens ein Teil der Schiefertone am wahrscheinlichsten dem Bajocien zugerechnet werden.

Ebenso am meisten auf Bajocien deuten 2 Spitzen von *Belemnites giganteus* [s. dilat.] und 2 Bruchstücke eines paxillosen Belemniten[2]); leider fehlt beiden das Gestein, so daß es unbestimmt bleibt, woraus sie stammen — vielleicht gerade aus den Tonen.

Andere, ebenfalls gesteinslose Belemniten — 18 Bruchstücke eines Canaliculaten und 1 von *Bel.* cf. *Württembergicus* OPPEL — könnten hierher, aber ebensogut auch dem Bathonien gehören, um so mehr, als 2 weitere Stücke eines Belemniten (1 Bruchstück und 1 junges Exemplar) der aus dem Bathonien unter dem Namen *Bel. Jacquoti* TERQU. et JOURDY beschriebenen Varietät des *Bel. Württembergicus* am nächsten stehen.

Durch die Versteinerungen des sandig-kalkigen Gesteins wird das Vorhandensein des Callovien sichergestellt, denn darunter befinden sich 2 Exemplare von *Stepheoceras coronatum* BRUGU. — einem Leitfossil der Zone der *Reineckea anceps*.

Ein kleines Bruchstück von *Quenstedticeras* ist leider nicht näher bestimmbar und auch von *Cardioceras* nicht sicher zu unterscheiden.

Die meisten der übrigen Formen kommen im Callovien — aber nicht ausschließlich darin — vor.

So kommen *Pleuromya donacina* ROEM. (1 Exemplar), *Pecten fibrosus* SOW. (5 Exemplare) und *Cyclocrinus macrocephalus* QU. (1 Exemplar) auch im Bathonien, *Rhynchonella varians* SCHL. var. *spathica* LMRK. auch im Bathonien und im Oxfordien vor.

---

[1]) Die Bezeichnung „s. dilat." bedeutet, daß in Ermangelung genügend erhaltener Exemplare keine Bestimmung von Unterarten bzw. Varietäten vorgenommen werden konnte.

[2]) Von Lias sehe ich hier in Ermangelung irgendwelcher liasischer Arten ab.

Cidaris filograna AGASS. (2 Exemplare) wird aus Bathonien, Oxfordien und Sequanien erwähnt.

Der Horizont der in 6 Exemplaren vorhandenen *Terebratula sphaeroidalis* SOW. mut. *balinensis* SZAJN. (aus dem Baliner Oolith beschrieben) ist nicht genau bekannt — jedenfalls Dogger.

Gervillia sp. (1 Bruchstück), *Terebr.* aff. *sphaeroidalis* SOW. (1 Exemplar) und *Terebr.* cf. *ventricosa* HARTM. (1 junges Exemplar) vervollständigen die Liste.

Die erwähnten Anklänge ans Bathonien gestatten es noch nicht, dasselbe als im kalkig-sandigen Gesteine vorhanden zu betrachten. Die Anklänge an Malm haben angesichts der typischen Entwicklung desselben in der Gestalt heller Kalke noch weniger Bedeutung.

Von der Fauna der hellen, grauen Kalke (meist bräunlichgrau) gehören *Perisphinctes bernensis* LOR. (2 Exemplare), *Per. consociatus* BUK. (3 Exemplare), *Per. mazuricus* MICH. (2 Exemplare), *Lima Escheri* MOESCH. (2 Exemplare), *Terebratula Rollieri* HAAS (49 Exemplare), *Pentacrinus cingulatus* MÜNST. (1 Exemplar) dem Oxfordien an.

Desgleichen die Typen folgender ungefähr bestimmten Formen:

Peltoceras cf. *arduennensis* ORB. (3 Exemplare), *Perisph.* cf. *Michalskii* BUK. (2 Exemplare), *Perisph.* cf. *tizianiformis* CHOFF. (5 Exemplare), *Terebr.* aff. *Rollieri* HAAS (1 Exemplar), *Balanocrinus* cf. *Marcousanus* ORB. (1 Exemplar).

Im Oxfordien und Sequanien vorkommende Formen sind *Hinnites velatus* GLDF. (3 Exemplare), *Rhynchonella lacunosa* QU. (2 Exemplare), *Millericrinus Escheri* LOR. (7 Exemplare) und der Typus des ungefähr bestimmten *Perisph.* cf. *lucingensis* FAVRE (1 Exemplar)[1].

Im Oxfordien, Sequanien und Kimmeridgien — *Ceromya excentrica* ROEM. (2 Exemplare) und der Typus von *Pecten* cf. *subfibrosus* ORB. (1 Exemplar).

Von denjenigen, welche aus dem Oxfordien nicht erwähnt werden, kommen vor im Callovien und Sequanien *Balanocrinus pentagonalis* GLDF. (2 Exemplare), im Sequanien und Kimmeridgien *Zeilleria pseudolagenalis* MOESCH. (1 Exemplar) und der Typus der annähernd bestimmten *Terebratula* cf. *Zieteni* LOR. (1 Exemplar).

---

[1]) Dieses Exemplar ist bloß der Abbildung in FAVRE (Terr. oxf. d. Alpes Frib., Mém. Soc. Pal. Suisse **3**, T. 5, Fig. 3) ähnlich, die von SIEMIRADZKI (Monogr. d. Gatt. *Perisphinctes*, S. 272) in bezug auf Zugehörigkeit zu dieser Art angezweifelt wird.

Aus dieser Zusammenstellung ist zu ersehen, daß das Oxfordien hier sicher vorhanden ist, vielleicht auch das Sequanien. Die Anklänge ans Callovien und Kimmeridgien sind zu gering, um daraus Schlüsse ziehen zu können.

Die Fauna wird vervollständigt durch *Perisphinctes* n. sp. (?) (1 Exemplar), *Phylloceras* sp. (1 junges Exemplar), *Dentalium* sp. indet. (1 Exemplar), *Plicatula* sp. (1 Exemplar), *Ostrea* sp. (1 Exemplar), *Waldheimia* sp. (1 Exemplar), *Dictyothyris* sp. (1 Exemplar), *Dictyothyris* sp. (1 Exemplar), *Holectypus* sp. (1 Exemplar), *Pentacrinus* sp. indeterm. (11 Exemplare), *Millericrinus* sp. [cf. *icaunensis* LOR. (?)] (1 Exemplar), *Serpula* sp. (1 Exemplar), *Serpula* sp. (1 Exemplar), Schwamm (2 Exemplare), Schwamm (2 Exemplare).

PAPP hat von Psebaj bloß Callovien angegeben und als Fossilien *Macrocephalites macrocephalus* REIN., *Pleuromya Merzbacheri* PAPP und *Ceromya excentrica* ROEM. angeführt, ohne Erwähnung, aus welchen Schichten bzw. Gesteinen sie stammen, was besonders für die sonst höher vorkommende *Ceromya excentrica* von Interesse wäre. Jedenfalls sichert *Macroceph. macrocephalus* das Auftreten des unteren Callovien bei Psebaj.

Neueingänge der Bibliothek.

Bärtling, R.: Die Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus sandiger und mergeliger Facies. S.-A. aus: „Glückauf", Nr. 47, 1909. Essen 1909.

Häberle, Daniel: Die landeskundliche Literatur der Rheinpfalz. S.-A. aus: Mitteil. der Pollichia, eines naturwissenschaftl. Vereins der Rheinpfalz **65**, Nr. 24. Heidelberg 1908.

— Die westpfälzische Moorniederung in ihrer Beziehung zur Rumpffläche (Peneplain) der Mittelpfalz. S.-A. aus: Pfälzische Heimatkunde V, H. 10, 1909. Kaiserslautern 1909.

Köhne, W.: Über agronomisch-geologische Aufnahmen. Wochenschr. d. Landwirtsch. Ver. in Bayern, Nr. 43, 1909. München 1909.

von Linstow, O.: Die Verbreitung des Bibers im Quartär. S.-A. aus: Abhandl. u. Berichte d. Mus. f. Nat. u. Heimatkunde zu Magdeburg **1**, H. 4, 1908. Magdeburg 1908.

— Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.

— Über Okerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.

— Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau (Dübener Heide z. T.). S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 2. Berlin 1908.

— Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 2. Berlin 1908.

— Studien über verschiedenaltrige Tone des Diluviums. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 2. Berlin 1908.

— Die geologische Literatur des Herzogtums Anhalt mit Ausnahme des Harzanteils. Herausgegeben von den Deutschen Geologischen Landesanstalten. Berlin 1909.

— Das Kupferschieferlager in Anhalt. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVI, 1908. Berlin 1908.

Regelmann, C.: Naturkunde und Topographie in Württemberg vor 300 Jahren. S.-A. aus: Jahreshefte d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1902.

— Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Aufbau Südwestdeutschlands. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft 1905. Berlin 1905.

— Abriß einer Geschichte der Württembergischen Topographie und nähere Angaben über die Schickhartsche Landesaufnahme Württembergs. S.-A. aus: Württemb. Jahrb. d. Statistik u. Landeskunde, Jahrg. 1893. Stuttgart 1893.

— Die Nivellements II. Ordnung für die neue topographische Karte von Württemberg. S.-A. aus: Württemb. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde. Stuttgart 1908.

— Die neue Landestopographie des Königreichs Württemberg. S.-A. aus: Abhandlung „Sechs Monate im Feld und sechs Monate im Bureau". Tübingen 1903.

Schjerning, W.: Dünen in der Provinz Posen. S.-A. aus: Zeitschr. der naturw. Abteil. d. wissensch. Vereins XVI. Posen 1909.

Ortsregister.

A.

Seite

Aachen, Carbonflora *316, 318, 320, 321*
Aarmassiv, Tektonik . . . *454*
Achimer Geest, Eocän . . *355*
Adamellomassiv, Tektonik . *216*
Adami, Keratophyrtuff . . 211
Adelaide, Cambrium . . . 363
Adler-Kaliwerke, Pegmatitanhydrit *10*
Adulamassiv, Tektonik . . *454*
Ägypten, Eocän *46*
Aidin, Smirgel 190
Akarnanien, Lias 228
Albaxen, Lößmächtigkeit . *488*
Albrechtshall, Bohrung . . *508*
Alfeld, Diluvium *475, 484, 485, 486*
Aller-Nordstern, Senon . . *390*
Allertal, Senontransgression *349*
—, Tektonik *499*
Alleringersleben, Kreide . . *511*
—, Verwerfung *504*
Almetal, Talbildung . . . *475*
Alp Aguina, Wengener Schichten *202*
Alsensund, unterseeisches Tal *227*
Alsenz, Carbonflora . . . *318*
Altenbeken, Neocomsandstein *197*
—, Obere Kreide . . . *62, 63*
—, Untere Kreide . . . *17, 23*
Altenberg, Zinnerzlagerstätten *95, 96, 97*
Altenburg, Wellenfurchen . *66*
Amakusa, Obere Kreide 422, 424
Ameka, Flugsande *273*
—, Vulkane 257
Ammelshain, Pyroxenquarzporphyr *191, 192*
Amómaxi-Berg, Marmor . . 173
Amorgos, Eisenerze . . . 199

Seite

Amorgos, posttriadische Verwerfungen 213
—, Sedimentgesteine . . . 174
Anahuak, Vereisung . . . *269*
Anapady, Kreidefossilien. . 417
Anáphi, Gesteine 174
—, Granit 198, 199
Andrarum, Cambrium . . . 396
Andros, Erzvorkommen . . 199
—, Grundgebirge 199
Angelokastron, Jura . . . 203
Angras Juntas, Diamanten . *144*
Anholt, Jütland, Fördenbildung *226*
Anichab, alte Strandlinie . *139*
Ano-Phanari, Lias 211
Antiparos, Erze 199
Apáno-Kástro, Granit 153, 164
— -Phanari, Lias . . 204, 205
— —, Liasammoniten 216, 218, 220, 223, 224, 226, 228
Apenninen, Liasammoniten . 222
Apenrader Förde, Entstehung *402*
Apóllo, Hornblende im Marmor 183
Aranzazu, Störungen . . . *259*
Argentinien, Geologie . . *2*
Argolis, Lias 202
—, Liasfauna 213
Ascheberg, Petroleumgase in der Kreide 248
Aschersleben, Braunkohle . *384*
Asklepieion, Trias 210
Asse, Sättel und Mulden . *500*
—, Störungen *383*
Astrup, Oligocän *172*
Attika, Faltung 152
—, Grundgebirge 136
—, Obercarbon 212
Auob, Dwykakonglomerat . *125*
—, Karooformation . . . *299*

Seite

Aurus, Dünen *128*
Aus, Schürfarbeiten . . . *128*
—, Tafelberge *122*
—, Zinnerze *128*
Aussig, Exkursionsberichte *98*, *105*, *110*
Aussiger Marienberg, Lakkolith *105*, *110*
Australien, Geologie . . . 306
Autun, Carbonflora . . . *320*
Auvergne, Miocän *223*
Avano, Tektonik *209*

B.

Bad Vermillion Lake, Anorthosit *79*
Bahia, *Serpula*-Schorfe . . *223*
Baiweg, Primärformation . *121*
Bajohren, Jura *408*
Baker-Bucht, Diamanten . . *144*
Ballenstedt, Carbonflora . . *319*
Bansberg, Geschiebelehm . 123
—, Silur . . 54, 56, 58, 62, 63
Barenberg, Neocom . . . *24*
Barneberger Höhenzug, Aufrichtung *386*
— —, Tektonik . . . *499*, *514*
Baruth, Tertiärkiese . . . 116
— -Neudorf, Culm 81
Bassano, Tertiärversteinerungen *48*
Bassen, Eocän *355*
Bastardland, Eisenerze . . *128*
Bastei, Erosionsformen . . *92*
Battaglia, Trachyteruption *337*, *339*
Bauernberg, Lausitz, Basalt 119
—, Silur 49, 51
Baumberge, Lagerung der Kreide 254
Bausenhagen, Cenoman . . 242
Beaver Bay, Anorthosit . . *79*
Becken von Münster, Geologie 230
— — —, Senon . . 231, *372*
Bedenital, Trias 211
Beendorf, Tertiär *503*
Behnsdorf, Glaukonitsande . *502*
—, Tektonik *501*, *502*
Beienrode, Störungen . . . *386*
Belecke, Devonsattel . . . *3*
Belfeld, Diluvialfauna . . . *253*
Belgien, Carbonflora *316*, *317*, *320*

Seite

Belsdorf, Glaukonitsande . *502*
—, Tektonik *501*, *502*
Belt, Großer, unterseeisches Tal *227*
Benczkow, Dünen *453*
Beraun, Praecambrium . . 297
Berg Kalógeros, Hornblende im Marmor 183
Berka, Talterrassen . . . *475*
Berlin, Paludinensande *161*, *340*
Bermudas, *Serpula*-Schorfe . *223*
Berseba, Kimberlit *129*
Berthagrund, Exkursionsbericht *105*
Bethanien, Namaformation . *123*
—, Primärformation . . . *121*
Beucha, Pyroxengranitporphyr *82*
Bielefeld, Gaultsandstein . *20*
—, Neocom *24*, *25*, *26*
Bielejewo, Endmoräne . . . *307*
Bihain, Torf 131
Bingen, Rheinterrassen . . *158*
Biri, Birikalk 293
Bischofswerder, Kreide . . *408*
Bittstedt, Pliocän *493*
Blankenese, marines Diluvium *362*
Blanzy, Carbonflora . *319*, *320*
Bniner See, Rinnensee . . *305*
— Seenkette, Rinnenseen . *302*
Bockfeld, Emscher *194*
Bodensee, Drumlins . . . *301*
Boffzen, Weserschotter . . *472*
Bohlwand, gerötete Devonkalke *152*
Böhmen, Cambrium 396, 398, 401
Böhmer Wald, Granulit . . *73*
Böhmisch-Einsiedel, Riesengneis *95*
— -Katharinaberg, Gneis . *95*
Böhmisches Mittelgebirge, Exkursionsberichte . . *81*, *98*
Boizenburg, Interglazial . . *433*
Bolibás, Marmor 176
—, Profil 147, 168
Bondelswartgebiet, Dwykakonglomerat *125*
Bonn, Rheinterrassen . . . *249*
Bootsbucht, Dünen . . . *139*
Bordelais, Miocän . . . *45*, *50*
Borgberg, Serpulit *222*
Borgholzhausen, Neocom . *24*
—, Obere Kreide . . . *62*, *63*
Bork, Senon . . *375*, *376*, *377*
Borkenberge, Senonsande . *380*

Seite

Brackwede, Barrêmien . *23*, *25*
Brahmaputra, geschrammte Flußgerölle 377
Brandberg, Melaphyrmandelstein *298*
Brandseeberg, Tertiär . . . *503*
Braunschweig, cretaceische Gebirgsstörungen . . . *381*
—, Oligocän *502*
Breitenberg, Serpentin . . *88*
Breiter Berg bei Lüptitz, Quarzporphyr . . . *191*, *192*
Bremen, Senon *390*
—, Untergrund *348*
— -Neuland, Bohrungen *356*, *489*
Bretagne, Grottenbildung . *391*
Bretten, *Bison priscus* . . 463
Brilon, Miocän *348*
Brinkum, Diluvium . . . *356*
Brive, Carbonflora *319*
Broacker, marines Diluvium *443*
Brodtener Ufer *432*
Broich, *Actinocamax plenus* . *404*
Buccarrischuna, Grünschiefer *464*
Buchenwäldchen bei Ödernitz, Silur 62, 63
Buchholzbrunnen, Namaformation *124*
Budweis, Granulit *73*
Búlandshöfdi, *Yoldia arctica* *280*
Bünde, Oligocäntransgression *174*
Burgstädt, Pyroxengranulit . *191*
Burgtonna, diluviale Säugetierfauna 445
Bürstel, Diluvium *356*
Buschuberge, Dünen . . . *128*
Bygdin-See, Sparagmit . . 292

C.

Caberg, *Elephas* *399*
Cabezza, Fumarolen . . . *262*
Cagli, Liasammoniten . . . 222
Californien, Kreide . 422, 423
Calvörde, Tertiär *501*
Caminaberg, Silur . . . 42, 46
Canada, Anorthosit . . . *79*
—, huronische Eiszeit . . 377
Caprivizipfel, Karrooschichten? *299*
Carini, *Cervus* *250*
Casa Brutine, Esinokalk . *204*
— di Bombolone, Esinokalk *203*
Casa Costaricca, Porphyrit . *205*
— Orthigera, Brachiopodenkalk *201*
— Pergarone, Tektonik . . *212*
— Pontogna, Esinokalk . . *304*
— —, Tektonik *213*
Case Zuf, Esinokalk . . . *203*
— —, Wengener Schichten *202*
Castel Bertina, *Plicigera trigonella* *201*
— —, Tektonik . . *199*, *210*
Cattajo, Tuffröhren . . . *337*
Cerro Gordo, Vulkankegel . *263*
Ceylon, Korallen 3
Chapultepec, Andesitscholle *259*
Charlottenhof, Silur . . . 73
Charmoy, Carbonflora . . *319*
Cheli, Dachsteinkalk . . . 209
Chester, Smirgel 191
Choasib, Schwarzkalk . . *296*
Christianberg, Granulit . . *73*
Collm, Braunkohle . . 115, 116
—, Culm 90
Collmen, Pyroxenquarzporphyr *192*
Commentry, Carbonflora *320*, *325*
Conception de l'oro, Störungen *259*
Contreras, Erosionstal . . *271*
Corfu, Lias 228
Corna del Bene, Wengener Schichten *202*
— di trenta passi, Rhät . . *205*
— Tiragna, Tektonik . *210*, *211*
Cosma, Wellenfurchen . . *66*
Courcelles-les-Lens, Carbonflora *310*
Covington, Trentonkalk . . *193*
Creuzburg, Werraterrassen . *493*
Creuzot, Carbonflora . . . *320*
Cromer, *Elephas* *399*
Crosara, Riffkorallen . . *40*, *42*
Crotenleite, *Chirotherium* . . *68*
Croyscher Bergregalbezirk, Asphaltvorkommen . . . 248
Crozon, Grottenbildung . . *391*
Culiacan siehe Cullacan
Cullacan, Tuff *257*
—, Vulkan *257*
Cykladen siehe Kykladen
Cypern, *Elephas* *248*
Czeklye, Trachyt *327*
Czuchow, Temperaturmessungen in großen Tiefen . . *410*

D.

Seite
Daberasdrift, Dünen *128*
Dahlberg, Culm *3*
Damaraland, Komasformation *293*
Danziger Bucht, Kreide . . *406*
Dar-es-salaam, Küstenprofile *155*
Darkehmen, Kreide . . . *406*
Datteln, Emscher *196*
Daubaner Forst, Silur . . 44
Dax, Tertiarversteinerungen *45*
Debniak, Gehängestufe . . *454*
Deleng Baros, Dacit . . . *192*
Delvenau-Tal, Abflußrinne . *433*
Denúsa, Erze 199
Detmold, Geschiebemergel . *477*
—, Miocän *347*
—, Neocom *18*, *23*, *26*
Deuten, Bohrergebnisse 232, 233, 237, 239, 241, 246, *61*
—, Buntsandstein 259
—, Zechstein 267
Deutsch-Neudorf, Gneis . . *95*
Deutsch-Ostafrika, junge Deckschichten *155*
Deutsch-Südwestafrika, Diamanten *135*, *219*
—, Primärformation . . . *291*
—, Reisebilder *170*
—, Stratigraphie . . *120*, *147*
Diana, N.Y., Hypersthengranit *192*
Dianasee, Grunewald, Talschwellen *164*
Diehsa, Diluvium . . 125, 128
—, Kontakthof 105
—, Tertiärkies 116
Dilos, Aufbau 196
Dinslaken, Kreide 251
Dithmarschen, Turon . . . *437*
Döhlen, Rotliegendes . . . *92*
Dolzig, Endmoräne . . . *307*
Dollerental, Pyroxengranit . *192*
Donetzgebiet, Carbonflora *320*. *324*
Donnersberg, Exkursionsbericht *98*
—, Phonolit *101*
Dönstädt, Tertiär auf Culm *501*
Dörenberg, Neocom . . . *25*
Dorm, Aufrichtung . *386*. *387*
—, Tektonik *500*, *514*
Dornreichenbach, Pyroxenquarzporphyr *81*
Dorsten, Bohrergebnisse 230, 254, 255
Seite
Dorsten, Senon *378*
Dosso Armala, Tektonik . . *212*
— Fontanazzi, Brachiopodenkalk *201*
— —, Esinokalk *204*
— Pedalta, Tektonik . *199*, *210*
— Sapel, Esinokalk . . . *204*
Douglasbucht, Diabasgänge *138*
Drensteinfurt, Petroleumgase 248
Dresden, Carbonflora . . . *319*
Drübeck, Untersenon . . . *515*
Dubrau, Diluvialsand . . . 129
—, Silur 40, 42
Duisburg, *Elephas* . . *248*, *400*
Düppel, Interglazial . . . *446*
Düppelstein, erratischer Block *446*
Düte, Jura *172*
Düttberge, Endmoräne . . *479*
Dydima, Dachsteinkalk . . 211
Dydimaberg, Lias 207

E.

Ebene von Puebla *254*
Ebersbach, Lausitz, Basalt . 121
—, —, Braunkohle . . . 115
—, —, Culm 91, 93
—, —, Diluvium . . 125, 128
—, —, Kontakthof 106
Eckernförder Bucht, Entstehung *402*
Egeln, Braunkohle *384*
Eggegebirge, Obere Kreide *62*, *63*
—, präcretaceische Schichtenverschiebungen *308*
—, Untere Kreide . . . *17*, *19*
Eheberg, Neocom 25
Ehringhausen, Kreis Lüdinghausen Senon *377*
Ehringsdorf, diluviale Wirbeltiere 466
Eibergen, Buntsandstein . . 259
Eichberg bei Weißig, Silur 53, 55, 62, 63, 64, 65, 67, 68
Eilsleben, Zechsteinlagerungsverhältnisse *507*
Einhornhöhle, Schotter . . *477*
Einhaus, Trockental . . . *432*
Einoop, Dwykakonglomerat *125*
Elbtal, Exkursionsberichte . *98*
—, Profile *108*
—, Talbildung *365*
El Cobre, Störungen . . . *259*
Elisabethbucht, Diamanten . *136*

Seite
Ellen, diluviale Pflanzenreste *363*
Ellidavogur, Interglazial . . *282*
Elm, Störungen . . . *383*, *388*
—, Tektonik *499*
Elvert, Bohrung 263
Elze, Plänerschotter . . . *484*
Emkum, Senon . . . 252, 263
Emmenhausen, Muschelkalk *391*
Emmerichswalde, Silur
51, 57, 70, 75
Emmerleffkliff, Obere Grundmoräne *441*
Engarès, Diabastuff . . . 146
England, Carbonflora *316*, *317*, *321*
—, *Elephas Trogontherii* . . *242*
Epidauros, Trias . . 202, 210
Epirus, Liasammoniten 226, 228
Eriksrud, Birikalk 293
Erle, Bohrergebnisse 230,
232, 233, 237, 239, 241, 246
Erxleben, Tertiär *501*
Erzgebirge, Exkursionen . . *81*
Etampes, Tertiärversteinerungen *50*
Etiro, Schwarzkalk . . . *293*
Etjogebirge, Waterbergsandstein *297*
Etoschapfanne, Sand und Kalk *299*
—, Schwarzkalk *296*
Euböa, Alter des Grundgebirges 201
—, Faltung 153
—, krystalline Schiefer . . 174
Euganeen, Eruptionsmechanismus *331*
Everswinkel, Bohrung . 230, 253
Exten, Weserterrassen . . *494*
Externsteine, Neocom *18*, *20*, *25*, *26*

F.

Fahnersche Höhe, Kalktuff . 445
Fahrenhorst, Diluvium *356*,
359, *362*
Fallersleben, Tektonik . . *500*
Fehmarn, Facettengeschiebe *66*
Feldschuhhorn, Namaformation *124*
Fiebigsberg, Quarzporphyr . 110
—, Silur 57
Fischerberg, Quarzporphyr . 110
Fischfluß, Namaformation . *124*
Flechtingen - Alvenslebener Höhenzug, Aufbau . . . *501*
Flensburg, Exkursionsbericht
443. *444*
Flensburger Förde, Entstehung *226*
Flottbeck, Diluvium . . . *361*
Forcella di Marone, Tektonik *211*
Förden, Entstehung . . . *401*
Fossvogur, Interglazial . . *274*
Frankenstein, Olivingabbro . *79*
Freden, Diluvium . . . *475*, *485*
Freudenberg, Untere Kreide 255
Freudenstadt, Wellengebirge *27*
Friedrichsfelde, Lausitz, Silur 70
Friedrichskopf, präneocome Störungen *308*
Fulda, Pliocän *475*, *488*,
493, *494*, *496*
Fürstenberg a. d. Weser, Altpliocän *490*
—, Weserschotter *472*

G.

Gaas, Unteroligocän . . *49*, *51*
Gallovidiabucht, Diamanten *136*
—, Dünen *139*
Galzignano, Tuffröhren . . *336*
Gandersheim, hercynische Schotter *477*
Ganikobis, Cyrtoceratiden . *147*
Gansberg, Kuibisquarzit . . *293*
Ganswüste, Kuibisquarzit . *293*
Gawachab, Dwykakonglomerat *125*
—, Namaformation . . . *124*
Gebelzig, Kontaktgesteine 103, 105
Geiersberg, Culm . . 84, 89, 90
Gelsenkirchen, Emscher . . *195*
Gemeindeberg, Oberlausitz, Culm 83, 84
Gibeon, Karooformation . . *125*
—, Kimberlit *129*
Ginetz, Cambrium 398
Girbigsdorf, Löß 128
Gladbeck, Zechstein . 268, 273
Glinde, Interglazial . . . *442*
— -Ütersen, Interglazial . . *436*
Glindow, Interglazial . . . *59*
—, *Paludina diluviana* *340*, *342*
Glückauf - Sondershausen, Salzneubildungen . . . *411*
Gluwno - Hauland, *Paludina diluviana* *163*
Gnata, Tertiärfossilien . . . *41*

Seite
Gnata, Tuff *45*
Goamus, Bohrung *148*
Gobabis, Fischflußsandstein *298*
—, Sandsteine *299*
Godenstedt, Interglazial . . *363*
Goldenkron, Granulit . . . *74*
Goldgrube bei Görlitz, Culm 85
Görlitz, Culm 85
—, Geolog. Verhältnisse . 35, 38
—, Kontakthof 106
—, Lößlehm 128
Görsdorf in der Mark, Interglazial *341*
Goslike, Gneis *101*
Gotland, Korallen 29
Gotthardmassiv, Tektonik . *454*
Göttingen, Muschelkalk . . *391*
Gräfenthal, Devonkalk . . *152*
Gräfentonna, Diluv. Säugetiere 445
Grasleben, Überschiebungen *500*, *501*
Graubünden, Tektonik . . *454*
Graupen, Zinnerzlagerstätten *96*
Grävinghagen, Valanginien . *24*
Greitberg, Dolimitisierung . *392*
Grenaa-Halbinsel, Fördenbildung *226*
Griechenland, Lias 202
Grimma, Pyroxenquarzporphyr *81*, *192*
Grohnde, diluviale Störungen *473*
Gronau a. d. Leine, Diluvium *486*
—, Schotter *394*
Groot-Brukaros, Quarzporphyr *126*
Grootfontein, Schwarzkalk . *296*
Gr.-Bengerstorfer-Forst, Endmoräne *434*
Großer Spitzberg bei Grimma, Pyroxenquarzporphyr . . *192*
Gr.-Häuslingen, Senon . . *390*
Groß-Jeziory-See, Rinnensee *305*
Gr.-Ilsede, Senon *388*
Gr.-Ippener, Diluvium . . *356*
—, Miocän *352*
Gr.-Mölln, Entstehung von Wellenfurchen *69*
Groß-Radisch, Kontaktgesteine 104
—, Silur 40, 44
Groß-Saubernitz, Pliocän . 122
Gr.-Weeden, Facettengeschiebe *65*

Seite
Grotenburg, Neocom *18*, *25*, *26*
Grube Maximilian, Kupfererze 109
Grudscheiken, Bohrung . . *409*
Grunewald, Paludinensande *161*, *340*
Grunewaldsee, Paludinensande *162*

H.

Haaseberg, Störungen . . *383*
Hadersleben, Schleswig, Fördenbildung . . . *402*, *404*
—, Braunschweig, Störungen *383*
Haderslebener Förde, Entstehung *227*
Hagios Andreas, Trias . . 211
— Georgios, Lias 205
— —, Liasammoniten 216, 218, 220, 221, 223, 224, 225, 226, 228
— Thaláläos, Sedimente 138, 141
— Vasilios, Ellipsactinienkalk 202
Halberstadt, Emscher . . . *195*
—, Neocomtransgression . *309*
Haldem, Obersenon . . . *173*
Halensee, Talschwellen . . *164*
Halle, Carbonflora *319*
Hamburg, Bildung des Elbtals *365*
—, Diluvialprofil *361*
Hameln, Weserterrassen *470*, *481*, *496*
Hamwarde, Facettengeschiebe *65*
Hankenberg, Albien . . . *198*
Hannover, cretaceische Gebirgsstörungen. *381*
—, präcretaceische Schichtenverschiebungen *308*
Hannover, Quarzsande . . *347*
Hardegsen, Muschelkalk . . *391*
Hardt, Untersenon *380*
Harste, Muschelkalk . . . *391*
Hartha, Granulit *191*
Harz, Carbonflora *320*
—, Heraushebung *515*
—, hochgelegene Schotter . *477*
Harzvorland, präneocome Schichtenverschiebungen . *308*
—, vortertiäre Störungen . *500*
Haselberg, Pyroxenquarzporphyr *191*, *192*

Seite

Haselstein, Gneis 94
Hasenberg, Endmoräne . . 434
Hassendorfer Ziegelei, Miocän 353
Haster Berge, Piesbergsattel 172
Havel, Interglazial 58
Hehlen, Weserschotter . . 472
Heide, Kreide 349
Heideberg, Lausitz, Culm 83, 90
— —, Erzvorkommen . . 108
Heidelberg, Wellenfurchen im Buntsandstein 427
Heiligenhaus, Kohlenkalk . 2, 6
Heilsberg, Bohrloch . 407, 409
Heinabis, Namaformation . 124
Helenaveen, Zechstein . . 273
Helgoland, Exkursionsbericht 440
Hellas, Lias 202
Helmstedt, Gebirgsstörungen 382, 383, 384
—, Tertiär 501
Helmstedter Braunkohlenmulde, Tektonik, . . . 499
Hemer, Culm 7
Hemelingen, Bohrung . . . 362
—, Diluvium 356
Hemmelsdorfer See, Tiefe . 431
Hemmoor, Eocän 439
—, Senon und Eocän . . 440
Hengstberg, Pyroxenquarzporphyr 192
Henneberg, Silur 398
Hennersdorf, Culm 84, 87, 90, 93
—, Quarzgang 108
—, Silur . . 41, 57, 70, 72, 75
Henrichenburg, Emscher . . 196
Heraklea, Carbonflora . 315, 316
Hereroland, Stratigraphie . 291
Herikerberg, *Elephas* . . . 398
Hersfeld, Talterrassen . . 475
Herzfeld, Untercarbon . . 3
Hessen, Tertiärkiese . . . 347
Hessendorf, Weserterrassen 494
Heydekrug, Bohrung . 408, 409
—, Kreide 407
Hiddeser Steinbruch, Neocom 18, 26
Hildesheimer Wald, Vereisung 395
Hilsmulde, Serpulit . . . 222
Hilter, Hauterivien 24
—, *Hoplites Deluci* 21
—, Turon 64
Hinterrheintal, kryst. Dolomit 455
Hittfeld, Eocängeschiebe . . 355

Seite

Hochholz, Neocom . . 24, 25
Hochstein, Lausitz, Granit . 100
Hödingen, Glaukonitsande . 502
Hoher Wostray, Exkursionsbericht 105
Hohburg, Quarzporphyr . . 185
Hohen Dubrau, Silur . . . 40
Hohnsberg, Neocom . . . 24
Hokkaido, Obere Kreide . . 402
Holebüll, Endmoräne . . . 446
Holland, *Elephas* . . 242, 396
—, Zechstein 263
Holländisch-westfälisches Grenzgebiet, präneocome Schichtenverschiebungen . 308
Höllbach, Granulit 86
Höllmühle, Bronzitserpentin 82, 86
Holstein, ob. Grundmoräne 64
Holzen, Dolomitisierung . . 392
Holzhausener Steinbruch, Neocom 18, 25, 26
Holzminden, Altpliocän . . 490
—, Weserterrassen 470
Honerdingen, Interglazial . 363
Honshu, Kreide 424
Horka, Geologie 38
—, Hornblendeporphyrit . 113
Horn, Neocom . 19, 23, 25, 26
Horscha, Dünen 131
—, Geschiebelehm 123
—, Silur 41, 54, 56, 58, 61, 62, 63, 64, 65
Horsens, Fördenbildung . . 226
Hörsingen, Tertiär . . 501, 502
Hoetmar, Bohrung . 230, 253
Hottentottbai, Dünen . . . 139
—, Guanolager 129
Höxter, Weserterrassen 470, 491
Hüggel, Carbon 171
Hüls, Hauterivien 24
—, *Hoplites Deluci* 21
Hullern, Senon 252
Humboldtfelsen, Basaltgang 105, 109
Hummelsbüttel, Diluvialtorf 361
—, Interglazial 436
Hundekehle, Talschwelle . 164
Hundisburg, Tertiär auf Culm 501
Hünenburg, Neocom . . . 25
Hütersleben, Störungen . . 383

J.

Seite
Jakalberge, Dünen *126*
Jänkendorf, Lößlehm . . . 128
—, Silur
41, 47, 56, 61, 62, 63, 64, 65
Japan, Kreide . . . 403, 422
Ibbenbüren, Carbon . . . *171*
—, Carbonflora *324*
—, Miocän *350*
Ibenhorst, Kreide *406*
Iburg, Cenoman *62, 63*
—, Neocom *24, 25*
—, Neocomsandstein . . . *197*
Jena, präglaziale Schotter . *493*
Jersey, Brandungswirkung . *391*
Jeschkenberg, präneocome Störungen *308*
Jeziory-See, Rinnensee . . *305*
Jinec, Paradoxiden . . . 301
Ikushumbets, Kreideversteinerungen 410
Ilford, *Elephas* *248*
Ilsede, Senon . . . *388, 515*
—, Untersenon *515*
Ilsenburg, Untersenon . . *515*
Indien, geschrammte Gerölle 377
Ionische Inseln, Lias . . . 288
Jordantal, Talbildung . . . *134*
Ios, Schiefermarmorgruppe 173, 196
—, Smirgel 199
Iraklia, Marmor 174
—, Smirgel 186, 199
Iseosee, Tektonik *199*
Iserlohn, Culm *7*
Island, Interglazial *274*
Itaparica, *Serpula*-Schorfe . 223
Ith, Dolomitisierung . . . *392*
Judikarien, Tektonik . . . *199*
Jühnde, Weserterrassen . . *492*
Julius-Bohrlöcher, Profil . . 232
Jürgensby, Endmoräne . . *444*
Jütland, Eocän *385*
—, Fördenbildung *404*
Ivenrode, Tertiärlagerung . *501*
Ixtaccihuatl, Vulkanruine . *254*

K.

Kagahara, Kreide 424
Kaiserstuhl, Oberflächenform *261*
Kalahari, junge Deckgebilde *127, 299*
—, Sande und Kalke . . . *299*
Kalda, Interglazial *285*
Kalkberg, Lüneburg, Gipsschichten *437*
Kalkfontein, Primärformation *122*
Kallinichen, Interglazial . . *341*
Kalö-Bucht, Entstehung . . *226*
Kalsching, Granulit . . . *74*
Kaltwasser, Torf 131
Kalusz, Syngenit *415*
Kannus, Dwykakonglomerat *125*
Kaokofeld, Otawischichten . *298*
—, Schwarzkalk. *296*
Kap Jonquière, Kreide 427, 428, 432
Kap Rymnik, Kreide . 428, 434
Kap Stylida, Kalksandsteine 138
Kappenberg, Senon . . *375, 376*
Karatzá, Lias 207
—, Liasammoniten 216, 226, 228
Karibib, Schwarzkalk . . *293*
—, Waterbergsandstein ? . . *297*
Karlshafen, Weserterrassen . *470*
Karlsschanze, Neocom . . *25*
Kartütschen, Dolomit . . . *458*
Kassenberg, *Actinocamax plenus* *404*
Kattegat, Rinne *227*
Katzenbrink, Dolomitisieruug *393*
Katzenstein, Basaltschlot . . *115*
Kaukasus, Jura *516*
Kea, Dolomit 173
—, Grundgebirge 199
Keetmanshoop, Diabasdecken *127*
Kegelberg, Dünen *139*
Kehoro, Chanseschichten . . *298*
Kekequabik Lake, Minnes., Pyroxengranit *192*
Kentucky, Trentonkalk . . *193*
Kephallenia, Lias 228
Keramoti, Marmor 169
Keßler, Untercarbon . . . *3*
Ketakliff, Gletscherschliff . *282*
Khanmine, Kupfererz . . . *292*
Kharasberge, Primärformation *322*
Kieler Bucht, Entstehung . *402*
Kii, Obere Kreide 425
Kimolos, Manganerze . . . 199
Kinnekulle, Cambrium . . 398
Kirchberg, Basalt . . . 49, 51
Kirchhellen, Senon 232
Kirchteich bei See (Lausitz), Silur 58
Kiriis-West, Dwykakonglomerat *125*

Seite
Kiushu, Kreide 424
Kleinasien, Carbonflora *315*
—, Smirgel 190
Kleinenberg, Culm *3*
Kleiner Waterberg, Schwarzkalk *296*
Klein-Jeziory-See, Rinnensee *305*
Klein-Labatal, Jura *516*
Klein-Reken, Bohrung 237, 239, 240, 241, 263
Kleinsteinberg, Pyroxenquarzporphyr *82*
Klinge, Wirbeltierreste 455
Klingewalde, Braunkohle 115
—, Culm 91
Klinze, Tektonik *501*
Klotzsche, Lausitzer Granit *93*
Koblenz, Rheinterrassen *158*
Kodersdorf, Braunkohle 115
—, Silur 57
Köhlergrund, Erzvorkommen *115*
Kohlmühle, Granulit *75*
Kojeditz, Exkursionsbericht *105*
Koljaki, Lias 206
—, Liasammoniten 216, 224, 226, 228
—, Trias 211
Kollund, Profil *445*
Kolmanskop, Diamanten *136*
Königin-Charlotte-Inseln, Kreide 410, 422, 423
Königshain, Granit 99, 116
Königshainer Berge, Granit 98
Königslutter, Senon *385*
Königssee, Talschwellen *164*
Königstein bei Quedlinburg, präneocome Störungen *308*, *309*
Königswartha, Granitkontakthof 36
—, Silur 55
Konkiptal, Namaformation *123*
—, Primärformation *121*
Körbiskrug, Interglazial *341*
Kóronos, Marmor 176
Korsika, *Elephas* *248*
Kotzinás, Lagerungsverhältnisse 168, 170
Kozuke, Kreide 424
Kranichsberg, Porphyrit 112
Krankenhagen, Weserterrassen *494*
Krauscha, Silur 51, 73
Kremos, Kimmeridge 210
Kreta, Grundgebirge 175

Seite
Kroemmerodden, Birikalk 293
Kromolice, Drumlins *307*
Krumaud, Granulit *73*, *74*
Krumme Lanke, Talschwelle *164*
Krüzen, Interglazial *434*
Kryoneri, Grabenbruch 213
Kub, Schwarzkalk *123*
Kubub, Primärformation *121*
Küchensee, Endmoränen *433*
Kuhgrund, Interglazial *434*
Kuiseb, Gneisgranit *121*
—, Gneisschieferzone *292*
Kukaus, Schürfarbeiten *128*
Kunersdorf, Culm 84, 87, 89, 91, 93
—, Quarzporphyr 111
—, Silur 70
Kunersdorfer Mühle, Culm 83
Kunjas, Primärformation *121*
Kupfersuhl, Kupferschiefer 268
Kurische Nehrung, Jura *410*
Kurnik, Geschiebemergel *304*
Kurniker See, Rinnensee *305*
Kykladen, sog. Urgneise 134
Kythnos, Grundgebirge 199

L.

Labiau, Bohrung *410*
La Cruce, Vulkankegel *262*
La Verpillière, Lias 217
Lágafell, Dolerit *285*
Lago de Chalko, Eindampfung *272*
— de Texkoko, Salzsee *272*
— de Xochimilko, Vertorfung *272*
Lämmershagen, Valanginien *24*
Landeskrone, Basalt 118
Landwehr, Bremen, Diluvium *356*
Langelandbelt, unterseeisches Tal *227*
Langes Fenn, Talschwellen *163*
Langenfelde, Phosphoritgeschiebe *440*
—, Zechstein *443*
Lappwald, Störungen *383*, *388*
—, Tektonik *499*, *500*, *508*
Lauban, Carbonflora *318*
—, Silur 77
Lauenburg a. E., Exkursionsbericht *433*
—, Facettengeschiebe *64*
Lauenstein i. H., Dolomitisierung *393*
Laveline, Pyroxengranitit *192*
Laverda, Tertiär *36*

Seite

Lazarettal, Kaukasus, Dogger *516*
Leichnam, Culm 93
Leigh's Creek, Cambrium . 361
Leimbeck, Kohlenkalk . . *6*
Leine, Diluvium . *394*, *470*, *485*
—, Terrassen *470*
Leipzig, Pyroxenquarzporphyr *81*, *190*
Lekno-See, Rinnensee . . *305*
Lembeck, Emscher 237
Lengerich, Kreide . . . *62*, *63*
Lenglern, Muschelkalk . . *391*
Leon Lake, N. Y., Hypersthensyenit *192*
Leopoldshayn, Neißeschotter 127
Leopoldstal, Albien . . . *26*
Leschwitz-Posottendorf, Taldiluvium 126
Lesumer Geest, Eocän . . *355*
Leszczyny, Flußsand . . . *453*
Letmathe, Culm *7*
Leukas, Lias 217, 228
Libau, Kreide *410*
Lichinópetraes, Talkschiefer 182
Lichtenberg bei Görlitz, Geologie 38
Lichtowitz, Exkursion . . *98*
Liebstein, Lausitz, Culm . 91
—, —, Granit 98
Liepore, Trachyt *327*
Lietzensee, Talschwelle . . *164*
Limasberg, Granit 100
Limburg, *Elephas* *398*
Limnaes, Jura 203
Lintorf, Untercarbon . . . *2*
Liónas-Tal, Smirgel . . . 195
—, Tremolit 183
Lippe, Tiefbohrungen . . 230
Lipporg, Untercarbon . . . *3*
Lissa, Endmoräne *307*
—, Neißeterrasse . . 126, 130
— gora, Endmoräne . . . *307*
Lißnitze, Basalt *100*
Loch Assynt, Wurmröhren . 290
Lodève, Carbonflora . . . *319*
Lohit Brahmaputra, geschrammte Gerölle . . . 377
Lömischau, Culm 90
Los Reyes, Diluvium . . . *270*
Lötzen, Kreide *407*
Lothringen, Carbonflora . . *323*
Löwenberg, Sedimentmulde . 114
Löwenfluß, Dwykakonglomerat *125*

Seite

Lübeck, Staubecken . . . *430*
Lübische Mulde, Staubecken *430*
Lüderitzbucht, Diamanten *135*, *219*
—, Gneisgranit *121*
—, Schürfarbeiten *128*
Lüdinghausen, Senon . *375*, *378*
Ludwigsdorf, Culm . 84, 87, 90
—, Kupfererze 109
Luh, Cambrium 298
Lüneburg, angebl. Gault *416*, *436*
—, Eocän-Paleocän . . . *439*
Lüneburger Heide, Senontransgression *390*
Lünen, Senon . *373*, *375*, *376*
Lunzenau, Cordieritgneis *82*, *85*
Lüptitz, Pyroxenquarzporphyr *191*, *192*
Lütauer See, Tiefe *431*
Lyck, Bohrung *407*
Lygurio, Rudistenkalk . . 210
—, unterkarnische Cephalopoden 211

M.

Maastricht, *Elephas* . . . *399*
Macdonaldberge, Granit . . *126*
Macedonien, Tertiärversteinerungen *44*
Mackendorf, Verwerfung . . *504*
Madagaskar, Senon . . . 417
Magdeburg, Oligocän . . . *502*
Mahndorf, Diluvium . . . *356*
—, Miocän *352*
Maine, Anorthosit *79*
Makronisi, Erze 199
Maloja, Augengneis . . . *462*
Malpays, Eruptivgesteine . *255*
Malta, *Elephas* *248*
Maltahöhe, Dwykakonglomerat *125*
—, Namaformation *123*
Mansfeld, Kupferschiefer . . 268
Manue, Kreide 434
Mapimi, Störungen *259*
Marburg, Miocän *348*
Marcheno, Raibler Schichten *203*
Mariager-Fjord, Entstehung *404*
Marienberg, Aussig, Lakkolith *105*, *110*
Marienhagen, Dolomitbildung *393*
Mariental, Deutsch-Südwestafrika, Dwykakonglomerat *125*
—, —, Diabasmandelstein . *127*

Seite

Markersdorfer Tal, Lagergranit *87*
Marostica, Tertiär *36*
Maslow, Quarzitrücken . . *453*
Massachussets, Smirgel . . 191
Mavrovoúni, Pegmatit . . 171
Meerane, Chirotheriumfährten *68*
Mehlem, Rheinterrassen . . *249*
Meiningen, Pliocän . . *475*, *495*
Meldsern, Kreide *410*
Mellrichstadt, Pliocän . . . *495*
Melsungen, Terrassen . . . *475*
Memel, Jura *408*
Menden, Culm 7
Menkhausen, Neocom . . *24*, *25*
Mesa central, Diluvium . . *270*
Metzdorf, Sedimentärgneis . *94*
Mexiko, Geologische Notizen *254*
Meynkoth, Verwerfung . . *504*
Michalowo, Endmoräne . . *307*
Mihla, Weserterrassen . . *493*
Milleschauer, Exkursion . . *98*
—, Phonolithe *101*
Milos, Grundgebirge . 198, 199
Minnesota, Anorthosit . . *79*
—, Pyroxengranit *192*
Mjösensee, Algonkium . . 292
Mirandola, Trachytkuppe . *336*
Mitla, Diluvium *271*
Mittelberg, Serpulit . . . *222*
Mittelböhmen, Praecambrium 297
Miyako, Kreide 422
Moholz, Braunkohle . . . 115
—, Dünen 131
Molaremassiv, Tektonik . . *455*
Moldau, Phyllit *95*
Möllenbeck, Weserterrassen *494*
Möllner See, Abflußrinnen . *433*
Monchocice, Dünen . . . *453*
Monhegan Island, Anorthosit *79*, *80*
Monselice, Trachytkuppe . *333*
Monte Agolo, *Gracilis*-Kalk *200*, *203*
— Aguina, Esinokalk . . . *203*
— Amiata, Toscanit . . . *192*
Montecchio maggiore, Tertiär *43*
Monte Ceva, Eruptionsröhren *337*
— Croce, Trachyteruption . *337*
— delle Valli, Eruptionsröhren *337*
— Gemola, Tuffröhren . . *338*
— Guglielmo, Profile . . . *207*
— —, Tektonik *198*

Seite

Monte Lozzo, Vulkan . . . *332*
— Marchione, Esinokalk . . *204*
— —, Tektonik *211*
— Noale, Esinokalk . . . *202*
— Nuovo, Trachyteruption . *337*
— Oliveto, Eruptionsröhren *337*
— Perin di S. Trinità, *Phyllocoenia lucasana* *43*
— Pizzoli, Tektonik . . . *212*
— Stalletti, *Gracilis*-Kalk . *200*
— —, Tektonik *210*
— Trevision, Trachytröhren *339*
Mont Perier, Pliocän . . . *253*
Morslebener Mühle, Kreide . *511*
Morsumkliff, Glimmerton . *442*
Mosel, Kieseloolithschotter . *158*
Mosfell, Dolerit *285*
Mosfellssveit, Diluvium . . *285*
Mosting, Piesbergsattel . . *172*
Motzen, Interglazial . . . *341*
Mount Lofty Ranges, Cambrium 363
Moutzoúna, Verwerfungen . 150
Moys, Culm 91
Mücka, Dünen 131
—, Geologische Verhältnisse 38
Mückenhain, Silur . . . 51, 57
Muffendorf, Silicitknollen . *343*
Muffettokamm, kryst. Schiefer *200*
Mühlhausen, Kalktuff . . . 450
Mukawa, Kreidepetrefakten 410
Mülheim bei Koblenz, *Elephas* *249*
Mülheim-Ruhr, Kreide . . *404*
Mülheim-Saarn, Culm . . . *2*
Münster, Bohrung . . 253, 254
Münster i. Westf., Kreide 230, *62*
—, Petroleumgase 248
Münsterbohrungen, Verwerfungen 253
Münsterland, Untercarbon . *3*
Muskatal, Vulkantypen . . *327*
Myconos, Aufbau 196
—, Barytgänge 161
Myrar, Interglazial *285*

N.

Naibuchi, Kreide 434
Namaland, Dünen *219*
—, Formationen *120*
Namib, Niederschläge . . . *138*
Nattheim, Korallen 11
Nauchegurubberge, Diabasgänge *138*

Seite

Naukluft, Kuibisquarzit . . *293*
—, Primärformation . . . *121*
Nauplion, Kimmeridge . . 202
Naxos, Geologie 134
Neapel, Korallen 29
Necherner Forst, Silur . . 44
Nechwalitz, Kohlenbrandgesteine *100*
Neckargemünd, Wellenfurchen im Buntsandstein . *428*
Nedden Averbergen, Interglazial *363*
Neiße, Culm 91
—, Diluvium 125
—, Geologie der Lausitz . 38
—, Taldiluvium 130
Nethe, Diluvium *476*
Netteberge, Senon *377*
Neu-Diepenbrock III, Untercarbon *2*
Neudörfchen, Granulit . . *191*
Neuenheerse, Aptien . . . *26*
Neu-Holland, Geologie . . 354
Neues Land, Bohrung . . *348*
Neurode, Carbonflora . . . *317*
Neu-Süd-Wales, Geologie . 308
New Port News, Silurpetrefakten *193*
New York, Hypersthengranit *192*
Niederlande, diluviale Elefanten *396*
— siehe auch Holland.
Nieder-Ludwigsdorf, Culm 83, 84, 90
—, Kupfererze 109
—, Silur 41, 53, 57, 62, 63, 68, 70, 72
Nieder-Rengersdorf, Porphyrit 112
—, Quarzporphyr 110
—, Silur 70
Niederrhein, *Elephas* . *248*, *249*
—, Kieseloolithschotter . . *158*
—, Terrassen *474*
Niederrossau, Pyroxengranulit *192*
Niederschlesien, Carbonflora *315*, *317*, *320*
Niederschlesisch-böhmisches Becken, Carbonflora . . *315*
Nieder-Seifersdorf, Tertiärsande 116
Niehuuser See, Endmoräne . *446*

Seite

Niesky, Diluvium 124, 125, 129, 131
—, Geol. Verhältnisse . 35, 38
—, Silur 56, 64
Nijmegen, *Elephas* *400*
Nikariá, Granit 198
Nikolassee, Bohrergebnisse . *162*
Nordalpen, Reiter Schichten *41*
Nordamerika, Silurpetrefakten *193*
Nord-Brabant, *Elephas* . . *397*
Norddeutschland, Gebirgsstörungen *381*
Norderschmedeby, Endmoräne *446*
Nordfrankreich, Carbonflora *316*, *320*, *321*, *324*
Nord-Hannover, cretaceische Gebirgsstörungen . . . *381*
Nord-Lünen, Senon . . . *376*
Nordsee, Wellenfurchen . . *217*
Nord-Territorium, Geologie 307
Norwegen, Fjordbildung . . *402*
—, Praecambrium 291
Nosib, Konglomerat . . . *297*
Nossob, Dwykakonglomerat *125*
Nottberg, Weserterrassen . *494*
Nubitsaus, Porphyr . . . *293*
Nyphiótissa, Profil . . 147, 168

O.

Oaxaca, Diluvium *271*
Oberbruck, Pyroxengranit . *192*
—, Tertiär *41*
Obercrossen, Pyroxengranulit *192*
Oberelsaß, Pyroxengranit . *192*
Ober-Gebelzig, Culm . . . 93
—, Kontaktgesteine . . . 103
Oberhausen, Emscher . . . *195*
Ober-Horka, Hornblendephorphyrit 111
Oberlausitz, Geologie . . . 35
Ober-Ludwigsdorf, Culm . 87
Oberlützingen, Rheinterrasse *161*
Obermittweida, Geröllton-schiefer 377
Ober-Moys, Neißeschotter . 127
Obernitz, gerötete Devonkalke *152*
Ober-Rengersdorfer Forst, Silur 41, 51
Oberröblingen a. See, Pegmatitanhydrit *10*

Seite

Oberschlesien, Carbonflora *315, 318, 320, 321, 323*
Obib, Dünen *128*
Obra-Niederung, Endmoräne *307*
Odenwald, Basalt *28*
—, Olivingabbro *79*
Ödernitz, Silur 47, 63
Oeding, Bogenstein . . . 264
—, Kreide 251
Okahandja, Gneisschieferzone *292*
Okaseva, Chanseschichten . *298*
Olbernhau, Gneis *94*
Olfen, Senon *373*
Oelsa, Culm 90
—, Tertiärkies 116
Omaheke, Schwarzkalk . . *296*
Omatako, Karooschichten? . *299*
Omatienne, Schwarzkalk . . *296*
Omborokoberge, Waterbergsandstein *297*
Omuveroume, Granit . . . *297*
Ondrup, Senon *377*
Ontario, Anorthosit . . . *79*
Oosterhout, *Elephas* . . . *397*
Opacza, Quarzitrücken . . *453*
Oer, Senon 233
Oranje, Diamanten *145*
—, Dünen *219*
—, jüngere Schiefer . . . *121*
Oerdekenbrück, Diluvium . *356*
—, Tertiär *349*
Oerlinghausen, Neocom *23, 24, 25*
Ortholithi, Lias 207
—, Liasammoniten 226
Oese, Culm *7*
Ösede, Wealdentransgression *173*
Öskjuhlid, Interglazial . . *285*
Osnabrück, Piesbergsattel . *170*
Osning, Carbon *171*
—, Gebirgsbildung . . . *406*
—, Obere Kreide . . . *62, 63*
Osonjache, Schwarzkalk . . *296*
Osseg, Gneis *95*
Ostafrika, junge Deckschichten *155*
Osterfeld, Emscher . . . *195*
Ostheim, Wellenkalk . . . *27*
—, Pliocän *495*
Ostpreußen, Kreide . . . *406*
Oestrich, Bohrergebnisse 232, 233, 237, 239, 240, 241, 246
Ostsee, Fördenbildung . . *402*
Ostthüringen, Untersilur . . 304
Ostthüringen, Weißliegendes *149*
Otawi, Kupfererzvorkommen *295*
Otawibahn, Schwarzkalk . . *294*
Otjimbingue, Schwarzkalk . *293*
Otjisongati, Kupfererz . . *292*
Otjivarongo, Schwarzkalk . *296*
Ottendorf, Carbonflora . . *318*
Ottetstift, Granulit . . . *74*
Outjo, Schwarzkalk . *293, 296*
Ozumba, Schlackenschornsteine *257*

P.

Paderborn, Emscher . . . *194*
Paderborn, Talbildung *475, 477*
Padua, Euganeeneruption . *331*
Palästina, Quartär *290*
Palátia, Sedimente . . 141, 150
Palsterkamper Berg, Neocom *24*
Paratréchos, Sedimente . . 138
Páros, Grundgebirge . 196, 199
—, krystall. Schiefer . . . 137
—, Smirgel 199
Paresisberge, Schwarzkalk . *296*
—, Waterbergsandstein . . *297*
Paruschowitz, Bohrloch . . *410*
Pátelo, Ganggestein . . . 145
Paulsborn, Paludinensande . *162*
Pedregal, Eruptivgesteine . *255*
Peel, Miocän *350*
Peiltal, Gneis *458*
Peine, Senon *388*
Pelée, Eruption *336*
Peloponnes, Lias 209
Penig, Granulit *86*
—, Pyroxengranulit . . . *191*
Pentelikon, Schichtgewölbe . 200
Penzig, Buntsandstein . . 114
—, Geologie 38
Petershain, Braunkohle . . 115
—, Silur 56
Pezzazze, *Gracilis*-Kalk . . *200*
Pezzoro, Wengener Schichten *202*
Pfalz, Carbonflora *318*
Phanári, Profil 147
Phaneromeni, Granit-Lagerung 167
Phöben, Interglazial . . *57, 341*
Pholégandros, Erze . . . 199
Pico Cunicolo, Tektonik *212, 213*
— del Fraile, Stratovulkan . *254*
— del Medio Dia, Tuff . . *261*
Piemont, Oligocän *53*

Seite
Pierrefitte, Oligocän . . . *50*
Pierschno, Drumlins . . . *307*
Piesberg, Carbon *171*
—, Carbonflora *324*
—, Sattel *170*
Pietro di Soliva, Porphyrit . *205*
—, Tektonik *210*
Pilkau, Oligocän *101*
Pisogne, *Gracitis*-Kalk . . *200*
—, Überschiebung . . . *216*
Piz Aul, Bündner-Schiefer *455*, *459*
— Tomül, Tektonik . . . *459*
Plansker Gebirge, Anorthosit 73
Plantengaarden, Rogenstein 264
Plauenscher Grund, Syenit . *90*
Pockenbank, Primärformation *121*
Pod chvojinami, Praecambrium 300
Poebene, Eruption der Euganeen *331*
—, Senkung *214*
Polangen, Trias *410*
Polnisches Mittelgebirge, Nunatak *447*
Pömmerle, Profil *114*
Pommern, Drumlins . . . *300*
Pomona, Diamanten . . . *144*
—, Dünen *128*
—, silberhalt. Bleiglanz . . *128*
—, Tafelberge *122*
Popokatepetl, Vulkan . . . *254*
Popo-Park, Diorittuff . *257*, *259*
Poronai, Tertiär 403
Posen, Drumlins *300*
—, Kreide *407*
—, *Paludina diluviana* . . *163*
Possession, Dünen *139*
Prachatitz, Granulit . . . *73*
Prauske, Silur 43
Prečista, Tertiärversteinerungen *44*
Prestic, Spilit 298
Preußisch-Stargard, Kreidegrenze *406*
Priwall, Litorinabildungen . *432*
Probstzella, Devonkalk . . *152*
Pökuls, Bohrung *408*
Prosna-Niederung, Endmoräne *307*
Psebaj, Kaukasus, Dogger . *516*
Pürglitz, Spilit 298
Purmallen, Grünsande . . *408*
Pyrgos, Hornstein 156
Pyrmont, Stahlquelle . . . *231*
Pyrna, Pyroxengranitporphyr *192*

Q.

Seite
Quedlinburg, Emscher . . *195*
—, präneocome Störungen . *308*
Quedlinburger Sattel, Alter der Schichtenverschiebung *308*
Queensland, Geologie . . . 308
Quinag, Torridonsandstein 285 286, 287
Quitzdorf, Basalt 118
—, Culm 84, 90

R.

Rabenberg, Granulit . . . *87*
Raczynski-See, Rinnensee . *304*
Radisch, Silur 43
Radnic, Spilit 298
Radnitz, Carbonflora . . . *315*
Rakonitz, Carbonflora . . . *315*
Ras Mbueni, Kalksandstein . *156*
Rathenow, Interglazial . . *163*
Ratingen, Kohlenkalk . . *2*, *6*
Ratzeburg, Seeterrassen . . *432*
Ratzeburger See, Tiefe . . *431*
Recke, Keuper *173*
Recklinghausen, Carbonflora *315*
—, Untersenon *380*
Rehoboth, Goldvorkommen *128*
—, Porphyr *293*
Rehwiese, Talschwelle . . *164*
Reken, Buntsandstein . . 257
—, siehe auch Klein-Reken
Reit im Winkel, Korallen . *42*
Reitzenhain, Rheinschotter . *158*
Remagen, Basalt *33*
—, Diluvialpferd 454
Rengersdorf, Culm . . 84, 90
—, Kontakthof 105
—, Lößlehm 128
—, Silur . . . 41, 51, 70, 76
Reykjavik, Interglazial . . *274*
Rézgebirge, neuer Vulkantyp *326*
Rhade, Bohrergebnisse 230, 232, 233, 237, 239, 241, 246
—, Buntsandstein 257
—, Senon *378*
Rhein, Cypridensilicit . . . *342*
—, *Elephas* *400*
—, Terrassen *158*, *474*
Rheinhausen, *Elephas* . . . *400*
Rheinisches Schiefergebirge, Profil *174*
Rheintal, Terrassen . *158*, *474*
Rheinwald, Bündner Schiefer *457*

Seite

Richterhof, Granulit *74*
Riechelsdorf, Kupferschiefer 268
Rienmeister-See, Paludinensande *162*
Riemeker Feld, Emscher . *194*
Rikuchu, Kreide 424
Rio Gallinas, Glazialerosion *265*
Riesenburg, Hornfels . . . *95*
Rinteln, Terrassen . . *492*, *494*
Rippersroda, Pliocän . . . *493*
Rixdorf, *Elephas* *399*
—, Interglazial *340*
—, Silurgeschiebe 401
Rocca, Trachytkuppe . . . *333*
Rochlitz, Granulit *82*
—, Kontakthof *83*
Rochlitzer Berg, Porphyrtuff *84*
Rochsburg, Granulit . . . *85*
Rodderberg, Profil *249*
Röder, präglaziale Schotter 122
Rom, diluviale Säugetiere . *246*
Ronchá, Tertiärfossilien . *41*, *51*
Rongstock, Kontakthof . . *112*
Roßberg, Basalt *28*
Roßdorf, Basalt *28*
Rote Kuppe, Primärformation *121*
Rotenburg, Talterrassen . . *475*
Roter Berg bei Görlitz, Silur 51
— —, gerötete Devonkalke *152*
Rote Steine bei Görlitz, Quarzgang 108
Rotes Kliff, Profil *441*
Rotheberg bei Saalfeld, Kupferschiefer 268
Rothenburg, Lausitz, Obere Kreide 114
— —, Taldiluvium . . . 130
Rott, Cypridensilicit . . . *342*
Rottorf, Bohrung *508*
Rubengrube, Carbonflora . *317*
Ruhrrevier, Carbonflora *315*, *316*, *320*, *321*, *323*
Rukusunai, Kreide 428
Rundes Fenn, Talschwellen *164*
Rußland, *Elephas* *397*

S.

Saale, Terrassen . . *492*, *493*
Saalfeld, gerötete Devonkalke *152*
—, Kupferschiefer 268
—, Rotes Gebirge *154*
Saarbrücken, Carbonflora . *321*

Seite

Saarrevier, Carbonflora *315*, *317*, *319*, *320* *321*, *323*, *324*,
Sachalin, Obere Kreide 402, 422
Sachsen, Carbonflora . *318*, *319*
Sachsen-Altenburg, Wellenfurchen im Buntsandstein *66*
Sächsisches Granulitgebirge, Exkursion *81*
Sächsische Schweiz, Erosion *92*
Sackberge, Schotter . . . *394*
Sacro Monte, Vulkan . . . *257*
Salcedo, Oligocän *43*
Salm-Salmsches Regalgebiet, Tiefbohrungen 230
Salzbrunn, Culm 96
Salzgitter, präneocome Störungen *310*
Salziger See, Pegmatitanhydrit *10*
Samland, Kreidefalten . . *410*
San Angel, Diluvium . . . *271*
— Bovo, Priabonaschichten *39*
— Giovanni Ilarione, Eocän *48*
Sandfeld, Sand und Kalk . *299*
Sandförstchen, Braunkohle . 115
Sandkrug, Kelloway . . . *410*
Sandverhaar, Namaformation *123*
Sangonini, Tertiärfossilien *41*, *51*
—, Tuff *45*, *51*
San Juan, Löß *274*
— Luca, Oligocän *42*
— Michele, Tertiärversteinerungen *48*
Sansibar, Küstenprofile . . *155*
Santomischel, Landschwelle *304*
Santorin, Erze 199
—, Gesteine 174
Sanuki, Kreide 424
Särchen, Culm 93
Särichen, Silur 48
Sauerland, Untercarbon . . *2*
Sas-van-Gent, *Elephas* . . . *399*
Schaalsee, Tiefe *431*
Schafbergstollen, Miocän . . *350*
Schallaner Kohlenfeld, Miocän *101*
Schanzberg, Exkursionsbericht *105*
Scharzfeld, hochgelegene Schotter *477*
Scheffelstein i. d. Lausitz, Granit 100
Scheidsberg, Basalt . . . *33*
Schermbeck, Bohrungen 239, 241
Schevemoor, Diluvium . . *356*

Seite

Schevemoor, Miocän . . . *352*
Schildau, Pyroxenquarzporphyr *81*
Schiltstein, Plattendolomit . *437*
Schlachtensee, Bohrergebnis *162*
—, Talschwelle *164*
Schlägel und Eisen, Carbonflora *315*
Schlangenkopf, Dwykakonglomerat *125*
Schlei, Entstehung . . *225*, *402*
Schlesien, Carbonflora *315*, *316*, *317*, *318*, *320*
Schleswig, Endmoräne . . *444*
—, Förden *224*
Schleswigsche Förden, Entstehung *401*
Schmalkalden, Talterrassen . *475*
Schmelz, Kreidegrenze . . *409*
Schmilauer Voßberg, Endmoränen *433*
Schöps, Culm . . . 90, 91, 93
—, Taldiluvium 130
Schottland, Praecambrium . 284
Schreckenstein, Exkursionsbericht *105*
Schrimm, Landschwelle . . *304*
Schroda, Drumlins *300*
Schrodaer Fließ, Rinnenbildung *302*
Schulte-Ekel, Senonsand . . 232
Schulte-Hessing, Bogenstein 264
Schwaben, Terebratelzone . *26*
Schwanefeld, Unteroligocän *502*, *504*
Schwarze Berge bei Lüderitzbucht, Gneisgranit . . . *138*
— Kuppe, Primärformation . *121*
Schwarzenbeck, Eocän . . *439*
—, Facettengeschiebe . . . *65*
Schwarze Nida, Durchbruchstal *452*, *453*
Schwarzer Schöps, Taldiluvium 130
Schwarzrand, Schwarzkalk . *123*
Schwarzwald, Carbonflora *318*, *319*
Schweden, Cambrium 398, 399, 401
—, Fjordbildung *402*
Schwetz, Kreide . . *406*, *408*
See, Lausitz, Basalt . . . 118
— —, Bohnensteinkies . . 129
— —, Silur 56, 62, 63, 64, 65
Seer Wald, Basalt 120
Seesen, hercynische Schotter *477*

Seite

Seeste, Sattel *173*
Seifersdorf, Granit 98
Seine-River, Anorthosit . *79*, *80*
Selbeck, Untercarbon . . . *2*
Selleschlucht, Tektonik . . *213*
Selm, Senon *375*, *377*
Selter, Kimmeridge . . . *392*
Sendlingsgrab, Diabasmandelstein *127*
Sennberg, Aptien *26*
Seppenrade, Senon . *375*, *379*
Sercha, Neißeterrasse . 126, 130
Sériphos, Grundgebirge 197, 199
Shikoku, Kreide 422, 424, 425
Siderokápsie, Smirgel . . 194
Sideròpetra, Turmalinschiefer 188
Siebenhufen, Basalt . . . 121
—, Culm 93
—, Eisenerze 108
Siegmundsburg, Cambrium . 45
Sierra Nevada, Geologie . . *254*
— von Guadalupe, Alter . *261*
Sikinos, Grundgebirge . . 199
—, Smirgel 194
Sinclair-Insel, krystalline Schiefer *121*
Sinclairmine, Fischflußsandstein *298*
—, Kupfererze *128*
Sinsen, Senonsand 232
Sintelberge, Diluvialfauna . *481*
Siphnos, Aufbau . . 197, 199
Sizilien, *Cervus* *250*
—, *Elephas* *248*
Skandinavien, Agnostiden . 401
—, Cambrium 399
Skepóni, Marmor 169
Skrey, Paradoxiden . . . 301
—, Praecambrium 207
Skrzynki Rinnenseen . . . *305*
Slupianka, Durchbruchtal *452*, *454*
Solling, Tertiär, Lagerungsverhältnisse *472*
Somersetberge, Granit . . *126*
Sommersdorf, Störungen . . *383*
Sonderburg, Exkursionsbericht *443*, *446*
Sonneschmidt-Spitze, Fumarolen *262*
Sottrum, Miocän *353*
Spielberg, Pyroxenquarzporphyr *192*
Spitzkoppjes, Goldvorkommen. *128*

Seite

Spitzkoppjes, Porphyrdecke . *293*
Spree, Geologie der Lausitz 37
Springsfeld, Bohrung . . . 232
Sproitz, Basalt . . . 118, 119
—, Silur . . . , . . . 41, 49
Stachelburg, Untersenon . . *515*
Stade, Zechstein *440*
Stadt-Ilm, Pliocän . . *493*, *496*
Stadtlohn, Kreide 251
Sta. Rosa, Störungen . . . *259*
Stecknitztal, Abflußrinnen . *433*
Steensigmoos, marines Diluvium *443*, *447*
Steiermark, Tertiär . . . *41*
Steina, Granulit *191*
Steinberg bei Lauban, Silur 77
Steinbohrlöcher, Ergebnisse 232
Steinort, Kreide *407*
Stemberg, Albien *26*
Stemmen, Weserterrassen . *494*
Stemmer Berge, Senontransgression *390*
Stephanikirchweide, Quartärbohrungen *356*, *358*
St. Etienne, Carbonflora . . . *320*
St. Goarshausen, Rheinterrasse *158*, *160*
St. Pietersberg, *Elephas* . . *399*
Strzynkier See, Rinnensee . *305*
Stuhr, Diluvium *356*
Stuhrbaum, Diluvium . *356*, *359*
Stylida, Sandstein 138, 140, 150
Südafrika, Primärformation . *291*
Südaustralien, cambrische Eiszeit 354
—, Geologie 307
Südböhmen, Anorthosit . . *73*
Südindien, Kreide . . 420, 422
Südkirchen, Senon *375*
Südlohn, Kreide 251
Sudurnes, Interglazial *281*, *285*
Sundainseln, *Felis melas* . . *246*
Sundewitt, Endmoräne . . *446*
Süpplingen, Störungen . . *383*
Surettaseen, Roffnaporphyr . *462*
Surettamassiv, Tektonik . . *455*
Süßenborn, *Cervus* . . . *252*
—, Wirbeltierreste 465
Sw. Katarzyna, Nunatak . . *450*
— Krzyz, Nunatak *447*
Swakopmund, Gneisgranit . *121*
—, Strandterrasse *140*
Swakoptal, Basalt *126*
Syke, Miocän *356*

Seite

Sylt, Diluvialprofil *441*
Syra, Aufbau . . . 197, 199
Sythen, Senonsande . . . *380*

T.

Tambomassiv, Tektonik . . *455*
Tanga, *Pecten Vasseli* . . . *155*
Tanneberg, Pyroxengranulit *192*
Tasmanien, Geologie . . . 311
Taubach, diluviale Säugetiere *246*
—, Kalktuff mit Fauna 450, 455, 459, 465
Tauber, Wellenkalk . . . *26*
Tauerlauken, Kelloway . . *410*
Tauroggen, Kreide *406*
Tegelen, Diluvialfauna . . *253*
Tejrovic, Praecambrium . . 297
Teltow-Plateau, Bohrergebnisse *162*
Tennstedt, Kalktuff . . . 450
Teplitz, Exkursion *98*
Teufelssteine bei Hennersdorf, Silur 70, 72
—, Quarzgang 108
Teutoburger Wald, Obere Kreide *62*
— —, Untere Kreide . . *17*
Tetschen, Essexit *112*
Texas, Kreide 418
Texel, *Elephas* *399*
Texkokosee, Oolithkörner . *272*
Thalaläos, Amphibolitgang . 144
—, Sedimente . . . 138, 141
Theten, Diluvium *356*
Thorn, Kreidegrenze . . . *406*
Thüringen, Carbonflora *319*, *320*
—, diluv. Säugetiere . . . 445
—, paläoligocäne Abtragung *347*
—, Rötung des Paläozoicums *154*
Tinos, Aufbau 197
Tirasbergen, Primärformation *121*
Tischbrücke b. Görlitz, Culm 87, 93
Tisdelkette, Tektonik . . . *212*
Tlamakas, Kar *265*
Tlalpam, Eruptivgesteine . *255*
Toluca, Diluvium *270*
Tomülkette, Grünschiefer . *464*
Tomülweg, Bündner Schiefer *458*
Tonna, Kalktuff 447
Tönsberg, Neocom *24*
Topkowitz, Basaltschlot . . *116*
Torga, Lausitz, Culm . . . 91

Seite
Torga, Lausitz, Granit . . 98
—, —, Kontakthof 106
Torreglia, Tuffröhren . . . *336*
Toscana, Toscanit *192*
Tospan, Keuper *173*
Totenstein, Lausitz, Granit . 100
Totes Meer, Talbildung . . *134*
Tragea, Granit 153
Travemünde, Litorinabildungen *432*
Treffurt, Präglaziale Schotter *493*
—, Weserterrassen . . . *492*
Trier IX bei Schermbeck, Tiefbohrung 255
Triest, Korallen 32
Trittau, Eocän *439*
—, Facettengeschiebe . . . *66*
Trobiolobach, kryst. Schiefer *200*
Troitschendorf, Culm . . . 91
Tsawisis, Melaphyrmandelstein *298*
Tönsberg, Neocom *25*
Tschaukaibgebirge, Granit . *126*
Tsirubberge, Granit . . . *126*
Tsumeb, Erzvorkommen . . *294*
Tsumis, Primärformation . *121*
Tulce, Drumlins *304*
Tündern, diluviale Störungen *473*
—, Schottermächtigkeit . . *493*
Tungufljot, Bänderton . . *285*
Tüshaus siehe Tyshaus.
Tyshaus, Bohrergebnisse 232, 237, 239, 241, 262

U.

Uebbenhagen, Senon . . . *377*
Uhsmannsdorf, Erzvorkommen 109
Ulenge, Riffkalk *156*
Ullersdorf, Kontakthof 105, 106
—, Silur 41
—, Tertiärsande 116
Uelzen, Kieselgur *363*
Ungarn, Vulkane *327*
Untertrave, Entstehung . . *431*
Urakawa, Ammonitenfund . 403
Ural, Stromatolith *223*
Ururob, Versteinerungen . . *294*
Usakos, Schwarzkalk . . . *293*
Uetersen, Interglazial . . . *442*

V.

Seite
Vacha, Talterrassen . . . *475*
Val Camonica, Tektonik . . *199*
— Casere, Esinokalk . . *204*
— —, Tektonik *211*
— del Guglielmo, Esinokalk *204*
— del Trobiolo, Tektonik . *209*
— Trompia, Raibler Schichten *203*
— —, Tektonik . *199, 206, 210*
Valea Radicilor, Trachyt . *327*
Valenciennes, Carbonflora *315, 316, 318*
Valle Aperta, Tektonik . . *213*
— dell' Aqua santa, Tektonik *212*
— del Lombrino, Tektonik *211*
— delle Selle, *Gracilis-Kalk* *200*
— de Oaxaca, Diluvium . *270*
— di Colonno, Esinokalk . *204*
— — —, Tektonik . . . *210*
— di Gasso, Esinosalk . . *204*
— —, Tektonik . *210, 211, 212*
— d' Inzino, Brachiopodenkalk *201*
— — —, Esinokalk . . . *204*
— — —, Tektonik . *211, 212*
— di Marmentino, Raibler Schichten *203*
— d' Opol, Esinokalk . . *204*
— — —, Tektonik . . . *211*
V. Roccomassimo, Tektonik *209*
Vals, Grünschiefer *464*
Valser Horn, Tektonik . . *459*
Vancouver-Insel, Kreide 418, 419, 420, 422
Vechte, Asphaltvorkommen 248
Veile, Fördenbildung . . . *226*
Velbert, Kohlenkalk . . . *6*
Venetien, Tertiär *36*
Venezuela, angebliches Untersilur *193*
Verden, Senon *390*
—, Senontransgression . . *349*
Vicentino, Tertiärversteinerungen *48*
Victoria, Geologie *308*
Vogesen, Pyroxengranitit . *192*
Vogtland, Culm 96
Vöklinshofen, Wirbeltierreste 458
Völmerstoot, Albien . . . *26*
Vorderkley, präneocome Störungen *308*
Vorgeest, Terrasse *360*

Seite

Vreden i. Westf., Buntsandstein 257, 259, 262
—, Zechstein 273

W.

Waal, dil. Elefanten *397*
Wachberg, Serpentin . . . *88*
Walbeck, Profile und Tektonik . . *501*, *504*, *505*, *506*
Waldauer See, Rinnensee . *306*
Waldheim, Granulit . . . *82*
—, Pyroxengranulit . . . *192*
Walfischbucht, Strandterrasse *140*
Wallensen, Serpulit . . . *222*
Walsrode, Interglazial . . *363*
Wannow, Exkursionsbericht *105*
Warei, Kreide 434
Warmbackies, Dwykakonglomerat *125*
Warstein, Devonsattel . . *3*
Warthe-Niederung, Landschwelle *304*
Wasungen, Talterrassen . . *475*
Waterberg, Schwarzkalk . . *296*
Wattengebiet, Wellenfurchen *217*
Wechselburg, Granulit . *82*, *84*
Weferlingen, Lagerungsverhältnisse . . . *501*, *502*, *504*
Weichsel, Kreidegrenze . . *406*
Weigersdorf, Culm . . 83, 90, 93
—, Silur 43
Weimar, Kalktuff 450
Weinberg, Hornblendeporphyrit 111
Weißenberg, geologische Verhältnisse 35
—, Kontaktgesteine . . . 104
—, präglaziale Schotter 122, 128
Weißensteinhorn, Tektonik . *459*
Weißer Schöps, Silur . 47, 56
— —, Taldiluvium . . . 130
Weißgrün, Spilit 298
Weißig, Carbonflora . . . *319*
—, Silur 53, 55, 62, 63, 64, 65, 67, 69
Weißrand, jugendl. Deckschichten *127*
Welka-Lippitsch, Culm . . 81
— —, Silur 46
Wensöhlengrund, Trockental *433*
Wesel, *Elephas* *398*
Weser, Talbildung *364*
Weskamp, Keuper *173*

Seite

Werder (Mark), Interglazial . *57*
West-Australien, Geologie . 308
Wernigerode, Untersenon . *515*
Werra, Pliocän . . . *488*, *496*
—, Präglaciale Schotter . . *493*
—, Terrassen *475*
Weser, Terrassen *470*
Westerhausen, präneocome Störungen *308*
Westfalen, Carbonflora . . *324*
—, Kreidesandsteine . . *17*, *97*
—, Miocän *347*
—, Neocom *197*
—, Untersenon *375*
Westpreußen, Kreide . . . *406*
Wiehengebirge, Carbon . . *171*
—, Jura *172*
Wiesa, Granit . . 98, 100, 106
Wilajet Aidin, Smirgel . . 190
Willebadessen, diluviale Schotter *476*
—, Neocom *25*
Wilstedt, Geschiebemergel . *349*
Winsen, Diluvium *362*
Winterswijk, Miocän . . . *353*
—, Rogenstein 264
—, Zechstein 274
Wisterschan, Basalt . . . *100*
Wittpütz, Konglomerate *297*, *298*
—, Schwarzkalk *123*
Witvley, Chanseschichten . *298*
Wolfsberg, Lausitz, Diluvium 125
Wolfschlinge, Exkursionsbericht *105*
Wollah, Eocän *355*
Wopparner Tal, Exkursion . *98*
Workotsch, Basaltgang . . *108*
—, Exkursionsbericht . . . *105*
Wulfen, Bohrung 237, 239, 241
Wünschendorf, Carbonflora *318*, *319*

X.

Xanthen, *Elephas* *400*

Y.

Ypsili, Kalksandstein . . . 150

Z.

Zamkowa, Quarzzüge . . . *453*
Zapport, kryst. Dolomit . . *455*

Seite

Zarisgebirge, Primärformation *121*
Zdiarek, Carbonflora . . . *315*
Zeche Auguste Viktoria, Senonsand 232
— Dahlbusch, Emscher . . *195*
— Nachtigall a. d. Weser, Interglazial *481*
Zerkow, Endmoräne . . . *307*
Zeven, Interglazial *363*
Ziebernik, Diluvium . . . *112*
Ziegenberg, Böhmen, Profil *103*
—, Phonolith *113*

Seite

Zinnwald, Zinnerzlagerstätten *96*, *97*, *98*
Zodel, Neißeterrasse . . . 130
—, Zechsteinkalk 114
Zone, Tektonik *211*
Zoncone, Tektonik . . *209*, *211*
Zorzino, Tektonik *212*
Zschopau, Granulit . . *87*, *191*
Zumpango, Diluvium . . . *270*
Zuzlawitz, *Bison priscus* . . 463
Zwickau, Carbonflora *315*, *319*, *325*
Zwickauer Mulde *84*

Sachregister.

A.

Seite

Acanthoceras 424
—, Arten 440
— *deverianum* 411
— *Martini* *17*
— *Milleti* . . . *17*, *18*, *20*, *26*
— *pseudodeverianum* . . . 411
— *Rhotomagense* var. *Asiatica* 407, 410
Achate als Begleiter von Diamanten *220*
Achatkies *144*, *220*
Actinocamax Bornholmensis . *408*
— *granulatus*, Lüneburg . . *438*
— —, Westfalen . . *378*, *381*
— *lanceolatus* *404*
— *mammillatus* *408*
— *plenus* 245, *404*
— *quadratus*, Lüneburg . . *438*
— —, Morsleben *502*
— *quadratus-granulatus*, Lüneburg *437*
— *verus*, Ostpreußen . . . *408*
— *westfalicus*, Ostpreußen . *408*
— —, Westfalen *381*
Adinole, Naxos . . . 143, 156
Agnosti 395
— *longifrontes* 399
Agnostidae 399
Agnostiden 380
—, Herkunft 393
—, Lebensweise 386
—, Morphologie 387
—, Rückenpanzer 381
—, systematische Gliederung 394
—, Terminologie 392
—, Vorfahren 393
Agnostus aculeatus 400
— *atavus* 400
— *cicer* 401
— *cyclopyge* 400

Seite

Agnostus elegans 399
— *exsulptus* 400
— *gibbus* 399
— *glandiformis* 401
— *granulatus* 392, 396
— *integer* 398
— *intermedius* 400
— *laevigatus* 401
— *Lundgreni* 399
— *Nathorsti* 399
— *nudus* 401
— *parvifrons* 399
— *pisiformis* 380, 381, 399, 400, *426*
— *planicauda* 396
— *punctuosus* 400
— *quadratus* 398
— *reticulatus* 400
— *rex* 396
— *trisectus* 400
Alaria sp. *282*
Alaunschiefer, Culm . . . 7
—, Obersilur 53, 71
Albien *17*, *197*
—, Ammoniten *26*
Albit *86*
—, Neubildung 76
Albtyp der Vulkanröhren . *330*
Alces latifrons 465
Alectryonia carinata . . . 424
Alethopteris Davreuxi . . . 318
— *lonchitica* *321*
— *Serli* *321*
— *valida* *321*
Alga sp.? *280*
Algenschichten im Turon . *437*
Algonkische Sedimente . . 283
Allertalgraben *507*
Allophan 191
Alluvium, Neiße 131
Altpliocän, Weser *490*
Amaltheenton *308*

Seite

Amblygonit *86*
Ammoniten-Arten der südindischen Kreide 420
— -Schichten, obere . 408, 411
— —, untere 406
Ammonites algovianus . . . 218
— *bifrons* 213, 217
— *comensis* 220
— *complanatus* 223
— *Denisonianus* 435
— *elegans* 223
— *Grunowi* 219
— *Hildensis* 213
— *Levisoni* 216
— *Mercati* 220
— *Mercati* var. *micrasterias* . 220
— *Nilssoni* 227
— *obliquecostatus* 218
— *quadratus* 219
— *radians* cf. *quadratus* . . 219
— *Rhotomagensis* . . 407, 410
— *Saemanni* 216
— *serpentinus* 222
— *Strangewaysi* 222
— *subplanatus* 223
— *Walcotti* 213
Amómaxi-Marmor . . 173, 183
Amphiastrae 3
Amphibolgesteine, Südböhmen *74*
Amphibolgneis, Naxos . . 189
Amphibolit *138*
—, Naxos 145
—, Südböhmen *73*
Amphibolitgang, Naxos . . 144
Amphibolitschiefer, Naxos . 180
Amphibolpyroxengesteine . *74*
Ampycidae 388
Anamesit, Australien . . . 353
Analysen von australischer Kohle 333
— von Kalktuff 447
Anas sp. 451
Anastrophen 302
Ancyloceras crassum . . . *25*
Ancylus-Hebung, Lübeck . *431*
Andalusit *86*
Andalusitschiefer, Kykladen . 199
Andesit, Australien . . . 353
—, basaltoider *255*
Anhydrit in Buntsandstein . 258
—, Neubildung *512*
Anhydritbreccie 266
Anhydrithorizont des Zechsteins 265

Seite

Anhydritzone im Zechstein 265, 267
Anisoceras. Arten 440
— *awajiense* 424
— *indicum* 424
Anisodonta rugifera . . . *354*
Annelidenkiefer 66
Annularia pseudostellata . . *323*
— *stellata* *323*
Anodontenmergel, Lauenburg *433*
Anomalina floscularia . . . 403
Anomocare 393
Anorthosit *73*. *75*, *190*
Aonoides-Schichten 204
Aphelops *270*
Apiranthos-Schiefer . 173, 184
Aporosa 3
Applecross-Gruppe 288
Aptien, Ammoniten . . . *26*
—, Westfalen *17*, *19*
—, Helgoland *441*
Aquitanien, Venetien . . . *45*
Arabellites 66
Arca-Ton *280*
Archaeocalamites radiatus . 97
Archäocyathiden im Otavidolomit *294*
Archaeocyathus . . . 303, 376
Arcomya *46*
Argonauta serpentinus . . . 222
Arieticeras 218
— *micrasterias* 220
Ariyalur-Gruppe . . 414, 420, 421
Arkose *296*
Arundo im Interglazial . . *482*
Aschen, Australien 353
Asphaltvorkommen, Westfalen 248
Astarte borealis *280*
— *elliptica* *280*
— *problematica* *44*
— *pygmaea* *502*
— *rugosa* var. *subrugosa*, Lüneburg *439*
— *scabra* *44*
Asterocalamites *5*
Astroides calycularis 13, 15, 25
Aucellina gryphaeoides, Lüneburg *437*
Auelehm, Weser *488*
Aufrichtungen, Harzvorland *500*
Auffaltung, paläozoische . . 132
Aufsteigen des Festlandes . *139*
Augengneis, Adula *458*
—, Naxos 177

Seite

Augengranit, Naxos 155
Augitporphyrit, Alvensleben *501*
Augit-Skapolithgestein, Naxos 166
— -Schiefer, Naxos . . . 166
Aultbea-Gruppe 288
Austernbank, Hamburg . . *361*
Austin-Chalk 418
Avicula contorta *19*
Axis *246*
Axophylliden 1
Axophyllum 5, 23, 25
Axosmilia 23, 24

B.

Baculites 420, 24
—, Arten 439
— *teres* 416
Bajocien, Kaukasus *517*
Balanocrinus Marcousanus . *518*
— *pentagonalis* *518*
Balanus sp. *280*
Banksia integrefolia . . . 344
Barrêmien 19, *23*, *197*
—, Ammoniten *25*
Barroisiceras 416
—, Arten 440
Baryt, silberhaltiger, Kykladen 199
Baryt-Eisenglanz-Gänge, Naxos 161
Basalkonglomerat der Präkarooschichten *123*
— des Torridonsandsteins . 286
Basalt, Australien . . 352, 353
—, doleritischer *35*
—, Euganeen *338*
—, Lausitz 117, 133
—, Mexiko *355*
—, Odenwald *28*
—, Deutschsüdwestafrika . *126*
Basaltoide Andesite . . . *255*
Bathonien, Kaukasus . . . *517*
Bathytoma cataphracta . . *52*
— *turbida* *52*
Becken von Münster . 230, *372*
Bedrettomulde *456*
Begleitmaterial der Diamanten *140*
Begrüßungsworte der Hauptversammlung *345*
Belecker Sattel *3*
Belemnitella mucronata . . *408*

Seite

Belemnitella mucronata. Morsleben *511*
— *quadrata* *194*
Belemnites fusiformis, Helgoland *441*
— *giganteus*, Kaukasus . . *517*
— *Jacquoti*, Kaukasus . . *517*
— *minimus*, Lüneburg *416*, *438*
— *ultimus*, Lüneburg . *416*, *438*
— *Württembergicus* . . . *517*
Berolinium *248*
Beryll im Granit, Naxos . . 190
Betula, interglazial *482*
Biancone, Euganeen . . . *338*
Biberschnitte an Diluvialhölzern *444*
Biotitbasalt *35*
Biotitgneis, hornblendeführender 177
—, Naxos 155, 165
Biotitgranit, Lausitz . . . 98
—, Naxos 155
—, Sachsen *82*
Biotitgranulit *88*
Biotithypersthentrachyt . . *190*
Biotitpegmatit, Naxos . . . 187
Biotitschiefer, Naxos . 143, 176
Birikalk 291, 293
Bison priscus, Burgtonna 451, 462
— —, Weser *481*
— *Siciliae* *250*
Bitumengehalt des Kupferschiefers 269
Bituminöse Mergelschiefer . 266
Blaugrundröhren *221*
Bleiglanz, Görlitz 109
—, Naxos 161
—, silberhaltiger, Deutschsüdwestafrika . . . *128*, *294*
Bleiglanzvorkommen, Tsumeb *294*
Blockfelder von Quarzit, Poln. Mittelgebirge . . . *433*, *451*
Bochianites neocomiensis . . *24*
Bochumer Mulde *10*
Böhmisch-mediterrane Silurfacies 79
Bohnensteine, Lausitz . . . 116
Bohnenstein-Kies 129
Bolus 353
Bormidiano *39*
Bos primigenius *250*
— (*primigenius*) *Italiae* . . *246*
— —, Weser *481*, *483*

Seite

Bostonit *112*
Botletleschichten *127*
Brachiopodenkalk *201*
Brahmaites 420
Brahmites 418
Brasenia purpurea *435*
Braunkohle, Australien . . 333
—, Bremen *353*
—, Lausitz 115
—, Naxos 140
—, Rheinland *342*
Braunkohlenbecken, Helmstedter *382*
Braunkohlenformation, Lausitz 114
Braunkohlensande, Flensburg *445*
Breccien, Entstehung . . . *509*
Brockentuff *107*
Brontosaurus, Restauration . *444*
Bronzitserpentin . . . *82*, *86*
Bruchzone von Engarés . . 141
—, Naxos 139
Buccinum undatum *280*
Buchensteinerkalk *201*
Buntfärbung der Gesteine . *150*
Buntkupfererz *292*
Bulimina baccata 403
— *capitata* 403
— *ezoensis* 408
— *polymorphinoides* . . . 403
— *Schwageri* 403
— sp. 403
Bündner Schiefer, Adula . *455*
Buntsandstein, Adlerkaliwerke *10*
—, Flechtingen-Alvenslebener Höhenzug . . . *501*
—, Lausitz 114
—, Osnabrück *170*
—, Unterer *66*
—, Westfalen 256
—, —, Gliederung 261
—, —, Profil 262
Buntsandsteinblöcke im Pliocän *158*

C.

Calamites arborescens . . . *323*
— *distachyus* *323*
Calcit, Neubildung *115*
Callipteris bibractensis . . . 319
— *conferta* 319
— *curretiensis* 319

Seite

Callipteris diabolica *319*
— *lodevensis* *319*
— *lyratifolia* *319*
— *Moureti* *319*
— *oxydata* *319*
— *Raymondi* *319*
— *Scheibei* *319*
— *Schenki* *319*
Callovien, Kaukasus . . . *517*
Calymmene senaria *193*
Camarophoria, Westfalen . . 265
Cambrium, Agnostiden 398, 399, 401
—, Australien 311
—, mittleres, Böhmen . . 396
—, Schottland 290
Caminaberg-Quarzit . . 46, 47
Camunische Überschiebung . *216*
Canis lupus 465
— *vulpes* 451, 457
Chanseschichten *298*
Carbon-Dyas, Australien . . 325
Carbon, Euböa 174
—-Flora *313*
—, Osnabrück *170*
—, Westfalen 278
Carbongerölle im Oberoligocän *173*
Carbonicola sp. 278
Cardienschichten, Interglazial *433*
Cardioceras sp. *517*
Cardiola interrupta 80
Cardita latesulcata *502*
Cardium edule *365*
— *elegantulum* *280*
— *fallax* *45*
— *Groenlandicum* *280*
— *Pallasianum* *45*
Carnat *85*
Castor fiber 455
— (*fiber*) *antiqui* . . 451, 454
Cenoman, Sachalin 404
—, Ostpreußen *408*
—, Sachsen *90*
—, Westfalen 231, 239, 252, *62*
Cenomanes Grundkonglomerat *91*
Cenomanmächtigkeit, Westfalen 253
Cenomanpläner, Westfalen . *62*
Centrophorus sp. (Rückenstachel) *280*
Cephadodenkalk 204
Ceratites trinodosus 210

Seite

Ceratopyge-Kalk 398
Cerithiensande, Steensigmoos *447*
Cerithium diaboli *50*
— *elegans* *50*
— *margaritaceum* *50*
— *stroppus* *50*
— *vivarii* *50*
— *Weinkauffi* *50*
Ceromya excentrica . . *518*, *519*
Cervus alces *253*
— (*alces*) *latifrontis* . 465, *253*
—, altpleistocäne Formen . *250*
— *antiqui* *253*
— *bovides* *253*
— *capreolus* . . 451, 465, *253*
— *carnutorum* *253*
— *Gataldii* *253*
— *elaphus* *252*, *253*
— —, Glinde *443*
— (*elaphus*) *antiqui* 451, 463, *246*, *252*
— — *trogontherii* *253*
— *elaphus*, Weser . . *481*, *483*
— *euryceros* . 451, 466, *58*, *250*
— (*euryceros*) *Messinae* . . *251*
— — *verticornis* *253*
— *megaceros* *250*
— *Messinae* *253*
— *polignacus* *253*
— *primigenii* *253*
— *Savini* *253*
— *Siciliae* *250*
— *tarandus* *253*, 465
Chara *58*
— (*hispida*) *lignitum* . . . *343*
Chenopus Pescarbonis . . . *51*
Chico 421, 422
Chirotherium-Fährten, Meerane *68*
Chlorit, Gänge im Granulit *88*
— -Granit, Naxos . . 157, 159
Chloritoidsmirgel 186
Chloritschiefer, Naxos. 181, 182
Chonaxis 5, 13, 21, 25
Chonetes sp. *9*
Chrysolith, Australien. . . 352
Cidaris filograna *518*
Cingularia typica *323*
Cladocora astraearia . . 27, 32
— *cespitosa* . . 19, 26, 27, 29
Climacograptus 316
— *scalaris* 56, 61
Clisiophyllum . . . 4, 5, 21, 25
Coeloceras annulatum . . . 225

Seite

Coeloceras crassum mut. *mutabilecostata* . 204, 208, 225
— *Desplacei* . . . 204, 208, 224
Coenograptus gracilis . . . 316
Columella der Axophylliden 4
Conchylienfauna, interglaziale *59*
Conocephalus 393
Conodonta, Obersilur, Lausitz 66
Conus Grateloupi *53*
— *ineditus* *53*
Corbis major *44*
— *pseudolamellosa* *44*
Cordierit *86*
Cordieritgneis *82*, *85*
Cordierithornfels *82*
Corylus avellana, im Interglazial *482*
Craspedites Gottschei . . . *25*
— *Weerthi* *25*
Crassatella plumbea *44*
— *problematica* *44*
— *scabra* *44*
— *sulcata* *44*
— *trigonula* *44*
Cricetus frumentarius . 451, 456
Crinoidenstielglieder i. Culmkalk, Lausitz 89
Crioceras, Arten . . . 418, 444
— *capricornu* *19*, *25*
— *Denckmanni* *23*, *25*
— *elegans* *25*
— *fissicostatum* *25*
— *Hildesiense* *24*
— *Roemeri* *24*, *25*
— *Strombecki* *25*
Culm, Hundisburg *501*
—, Lausitz 81
—, —, Tektonik 92
—, Westfalen . . *2*, *5*, *7*, 132
Culmgrauwacke, Sachsen . *82*
Culmkalk, Lausitz 89
CulmischeKonglomerate, Lausitz *82*
Cupressinoxylon *353*
Cuvieri-Schichten, Westfalen *64*
Cyathophylliden. 26
Cyathophylloides fasciculus 26, 31
Cyathophyllum 3
— *dragmoides* 26, 29
— *rugosum* 20
Cyclocrinus macrocephalus . *517*
Cypraea (*Zenaria*) *exsplendens* *51*
Cypridensilicit *343*
Cypris (*faba*) *lignitum* . . . *343*

Seite

Cyrena sp. nov. 404
Cyrtoceras 291
Cyrtoceratiden *147*
Cytherea splendida *45*

D.

Dachsteinkalk . . . 209, 211
Dacit *190*, *255*
Dalasandsteine 303
Dänische Stufe, Ostpreußen *408*
Daonella Lommeli *201*
Dasyurus 344
Deckentheorie *455*
Deckgebirge des Produktiven Carbons, Westfalen . . . 230
Decksand, diluvialer, Görlitz 127, 128
Deckschichten, junge, Ostafrika *155*
Dejektionskonus *91*
Delphinula latesulcata . . . *48*
Dendrophyllia nodosa . . . *41*
— *rugosa* *41*
— *vicentina* *41*
Dentalium entale *280*
— sp. indet. *519*
Desert Sandstone 340
Desmoceras 420, 421
—, Arten 443
— *Damesi* 408, 414, 415
— *Dawsoni* var. *japonica* 407, 411
— *sugata* 414
Devon, Australien 321
—, Stromatolith *223*
Diabaig-Gruppe 288
Diabas, Australien 353
—, Naxos 139
—, Obersilur, Lausitz . . . 75
— im Praecambrium . . . 297
Diabasdecken, Südwestafrika *127*
Diabasgänge, Namaland *126*, *139*
Diabasstöcke, Naxos . . . 142
Diabastuff, Lausitz . . . 75
—, Naxos 141, 146
Diagenese *72*
Diagonalschichtung . 285, 286
Diallag, Südböhmen . . . *77*
Diallaggranulite *183*
Diamanten, abgerollte . . *143*
—, Ablagerungen, Südwestafrika *135*
—, Beschaffenheit der Steine *142*

Seite

Diamanten, Entstehung der Lagerstätte *143*
—, Gehalt im Sande . . . *141*
—, Gewinnung *143*
—, Größe der Steine . . . *142*
—, Herkunft der Steine *143*, *219*
—, Vorkommen in Deutsch-südwestafrika . . . *129*, *135*
Diamantpfeifen *221*
Diastoma costellatum . . . *50*
— *Grateloupi* *50*
— *Oppenheimi* *50*
Diatomeenpelit, Lauenburg . *433*
—, Steensigmoos *447*
Diatrèmes *326*
Dicellocephalus 393
Dichagnostus 396
— *granulatus* 397
Dicranograptus ramosus . . 316
Dicroceros 246
Dictyonema-Bryograptus . . 312
Dictyothyris sp. *519*
Diluviale Elefanten . . . *396*
— Störungen, Wesertal . . *473*
Diluvialpferd 454
Diluvium, Bremen *356*
—, Hamburg *361*
—, Lausitz 122, 133
—, marines, Steensigmoos . *447*
—, oberes, Berlin *341*
Dingdener Stufe *350*
Dinobolus Loretzi 45
Dinotheriensand *159*
Dioritischer Brockentuff . . *259*
Dioritisches Magma . . . *257*
Diorit, Schottland 284
—, Südwestafrika . . *126*, *139*
Diplagnostus 396
— *planicauda* 397
Diplograptus 316
Diplomoceras 420
Diprotodon 344
Dislokationen, miocäne . . *384*
— siehe auch Störungen.
Diskordante Lagerung in der Oberen Kreide 409
Dogger, Griechenland . . 206
—, Kaukasus *519*
Dolerit, Australien 353
—, Island *277*
Doleritischer Basalt . . . *35*
Dolomit, Entstehung . . . *230*
—, Kea 173
—, krystalliner, Adula . . *455*

Seite
Dolomitbildung aus Aragonit 273
Dolomitisierung 392
Dolomit-Kalkzone des Zechsteins 267
Donacia semicuprea, im Diluvium 483
Dreikanter, Lausitz . . . 128
—, Sachsen 93
Drumlin, Begriff 470
—, Entstehung 306
—landschaft, Posen . . . 300
Dryaston, Lübeck 431
Dubrau-Quarzit 42
Dülmener Sandkalke . 379, 380
Dünen, Lausitz 131
—, Südwestafrika . . 127, 139
—, Unterweser 364
Durchbruch der Aller . . 514
Dwykakonglomerat, Deutsch-südwestafrika 125
Dynamometamorphose . . 136
Dysodylgruben, Niederrhein 342

E.

Eburna apenninica . . . 51, 52
— *Caronis* 52
Echinosphäritenkalk . . . 401
Einschlüsse mit 2 Flüssigkeiten 189
— im Trachyt 335
Eisenerz, Kykladen . . . 199
—, Neocom, Westfalen . . 24
—, Senon, Westfalen . 235, 388
—, Südwestafrika 128
Eisen-Oolith 343
Eisenrahm, Görlitz . . . 108
Eisenstein, Untere Kreide . 24
Eisschliff, Island 282
Eiszeit, cambrische . . . 354
Eiszeiten, Weser- und Leinetal 470
Eklogit 184
Elefantenhaut, Verwitterungsprodukt 294
Elephas antiquus 448
242, 246, 396, 398
— —, Böhmen 112
— (*antiquus*) *Melitae* . . . 246
— *Leith Adamsi* 248, 399, 400
— *Melitae* 250
— *melitensis* 246
— *meridionalis* . 242, 396, 397
— *Nestii* 245, 396

Seite
Elephas planifrons 397
— *primigenius* 450, 466 242, 396, 399, 400
— —, Wesertal . . 481, 484
— sp., Mexiko 274
— *trogontherii* 242, 249, 396, 399
Ellipsactinienkalk. . . 202, 209
Ellipsocephalus vestustus . . 300
Emscher, Ostpreußen . . . 408
—, Westfalen 231, 237, 252, 62, 194, 379, 381
Emys europaea 465
Endmoränen, Flensburg . . 446
—, Lausitz 125
—, Schleswig . . . 226, 402
—, Wesertal 474
Endmoränenstaffeln, Ratzeburg 433
Endoceras 291
Entalis acuta var. *apenninica* . 48
— *apenninica* 48
Eocän 39
—, Australien 344
—, Bremen 354
—, Helmstedter Mulde 384, 503
—, Hemmoor 440
—, Lappwald 512
—, Lüneburg 439
Eocänversteinerungen . . . 354
Eolithe 395
Epidot, Neubildung . 142, 115
Epidothornfels 82
Equus caballus, Weser 481, 483
— *germanicus* . . . 451, 454
— *sp.*, Mexiko 274
Eremopteris artemisiaefolia . 317
Erhebungskrater 331
Erosionsformen 134
—, Sächsische Schweiz . . 92
Eruptionsmechanismus . . 331
Eruptionsschlote 255
Eruptiv-Gesteine, Australien 352
Erzgänge, Niederrhein . . 4
Erzgehalt des Görlitzer Kobaltmanganerzes . . . 109
Erzvorkommen, Köhlergrund 115
—, Deutsch-Südwestafrika 128, 292
—, Lausitz 107, 133
Esinokalk 202
Esjatafel 282
Essexitstock 112
Etroeungstufe, Niederrhein . 7
Euryceros Belgrandi . . . 251
— *Hiberniae* 251

Seite

Euryceros Italiae 253
— (*Megaceros*) *Germaniae* . 253
— *verticornis* 251
Exkursionen bei der Hauptversammlung 1908 . . . 81
—, Hauptversammlung 1909 430
Explosionsröhren, Euganeen 339

F.

Facettengeschiebe, Holstein . 64
Fachstein, Burgtonna . . . 446
Facies des Untersenons, Westfalen 372
Fagesia Kotoi 441
Faltungen, vorcarbonische . 153
—, vordevonische 153
Faltungsperiode, eocäne . . 174
—, sinische 356
Fascicularia dragmoides . . 26
Fastebene 158
Faulschlamm, interglazialer . 58
Feldspatbasalt, Böhmen . . 101
—, Lausitz 119
Feldspatglasbasalt 120
Feldspatgneis, Naxos . . . 157
Feldspatporphyr, Südwestafrika 128
Felis antiqua 465
— *lynx* 246
— *magna* 451, 461
— *melas* 246
— *spelaea* 459, 246
— —, Wesertal 481
Felsitische Tuffe, Australien 353
Fenestella 265
Fettkohle, Flora 315
Fettquarz 82
Feuersteine, bearbeitete . . 469
Feuersteinmesserchen . . . 469
Feuerstelle des Urmenschen 467
Fifetyp der Vulkanröhren . 330
Fischflußsandstein 124, 148, 298, 300
Fischflußschiefer 124
Fjärden 402
Fjorde 402
Flammenmergel, Westfalen 17, 18
Flasergabbro 82, 86
Flasergranit, Naxos 136, 153, 155
Flaseriger Biotitgneis . . . 153
Flaserkalk, Obersilur . . . 72
Fleckengrauwacken, Lausitz 103
Flexuren, Südalpen . . . 214

Seite

Floater 369
Flözleeres, Westfalen . . . 5, 7
Flugsande, Mexiko 273
Flugsandbildung, Lausitz . 131
Flugsandgebiet, Polen . . 453
Flußsand, Weser 488
Flysch, ligurischer 39
— von Genua 40
Foraminiferen, Culmkalk, Lausitz 89
— des Rupeltons 353
— des Untersenons . . . 377
Förden, Entstehung . 224, 401
Forestbed 242, 244
Friktionserscheinungen . . 83
Frondicularia scolopendralia . 403
— sp. 403
Fruchtschiefer 83
Fuchs, Burgtonna 458
Fumarolen, Mexiko . . . 262
Fusulina alpina 212
Fusulinenkalk, Euböa . . . 174

G.

Gabbro 73, 183, 184
—, Naxos 143
Gabbroporphyrit 184
Gangbreccie, Lausitz . . . 108
Garbenschiefer 84
Gasflammkohlenpartie . . . 281
Gaudryceras 420
—, Arten 438
— *crassicostatum* 415
— *denseplicatum* . . 415, 430
— *Kawanoi* 415
— *limatum* 415
— *multiplexum* 430
— *politissimum* 415
— *Sacya* . . . 411, 428, 429
— — var. *sachalinensis* . . 429
— *striatum* 430, 431, 432, 434
— *tenuiliratum* . 408, 411, 414, 415, 425, 430, 434
— *Yamashitai* 415
Gault, Hannover 388
—, Lüneburg . . . 416, 438
—, Sachalin 404
—, Westfalen 255, 17, 18, 197
Gaultsandstein, Westfalen 17, 18, 197
Gauteit 117
Gauthiericeras 416
— sp. 440

Seite
Gebirgsbildung, Hannover . *381*
—, Harzvorland *500*
Gebirgshebung, Polnisches Mittelgebirge *454*
Gediegen Kupfer, Görlitz . 109
Gehängestufe, Polnisches Mittelgebirge *454*
Geothermische Tiefenstufe, Czuchow *412*
Geothermometer *413*
Geröllablagerungen, diluviale, Mexiko 271
Gerölle, geschrammte . . . *360*
Geröllphyllite 377
Geröllsand, Posen *304*
Gerölltonschiefer 377
Gervillia *10*
— sp. *518*
Geschiebe eines nummulitenführenden Sandsteins . . *355*
Geschiebelehm, Görlitz 122, 123
Geschiebemergel, Berlin . . *340*
—, Brandenburg *58*
—, Bremen *349*
—, Detmold *477*
—, Paderborn *477*
—, Schleswig *226*
Geschiebesand, Brandenburg *58*
—, Polen *453*
—, Posen *304*
Geschrammte Gerölle . . . 360
Gibbsit 191
Gibeonformation . . *148*, *298*
Gipskrystalle *15*
Gipskeuper, Lüneburg . . *437*
Glazialdiluvium, Sachsen . . *82*
Glassande, Untersenon . . *380*
Glaukophangesteine, Kykladen 197
Glazialablagerung, permische, Australien 327
Glazialerosion . . . *133*, *265*
Glazialkonglomerat, Deutsch-Südwestafrika *125*
Glazialschiefertone 375
Glazialtal, Grunewald . . . *165*
Gletschererosion *265*
Gletscherschliffe, Mexiko . *266*
Gletscherschrammen . . . 360
—, scheinbare 377
Gliederung des Buntsandsteins 258
— des Untersenons . . . *379*
— der Zechsteinformation . 266
Glimmergranulit *73*
Glimmer-Melaphyr *90*

Seite
Glimmerschiefer, Adula . . *454*
—, Naxos 137, 176
Glimmerton, Bremen . . . *350*
—, Flensburg *445*
—, Langenfelde *444*
—, Lüneburg *439*
—, Sylt *442*
Glossopteris-Flora *313*
Glycymeris Héberti *46*
— *Menardi* *47*
— *remiensis* *47*
Glyphioceras crenistria . . . *9*
Gneis, Adula *454*
—, Attika *200*
—, Böhmen *101*
—, Erzgebirge *95*
—, Naxos 153
—, Schottland 284
—, Weißenberger 39
Gneisglimmerschiefer . . . *86*
Gneisgranit, Naxos . 136, 153
—, Südwestafrika . *121*, *139*, *291*
Gneisschieferhorizont, Namaland *121*
Gneisschieferzone, Südwestafrika . , . *291*, *292*, *300*
„Goamus"-Formation . . . *148*
Goamustutenmergel . . . *148*
Gobabisschichten *300*
Gold im Kupferschiefer . . 268
—, Deutsch-Südwestafrika . *128*
Goldfelder, Australien . . 311
Goldführende Schiefer . . 316
Gombertohorizont *48*
Goniatites *9*
— sp. 278
Goniocora pumila 11
Görlitzer Grauwackengebiet 38
Grabenbruch, Jordantal . . *134*
Grabenversenkung, Morsleben *512*
Gracilis-Kalk *200*
Grammoceras quadratum . 219
— *serpentinum* 222
Granatamphibolit *89*
Granatglimmerschiefer, Naxos 176
Granit *138*
—, Erzgebirge *95*
—, intrusiver . *126*, *291*, *292*
—, Lausitz . . 97, 98, 132, *93*
—, Naxos . . . 137, 153, 162
—, schiefriger, Naxos . . 137
—, Schottland 284
Granitgneis, Erzgebirge . . *84*

Seite
Granitit, Mittweida *89*
—, Naxos 162
Granititgang *89*
Granitlakkolith, Attika . . 200
Granophyr *12*
Granulatenkreide, Westfalen *380*, *381*
Granulit *182*
—, Euböa 201
—, Sachsen . . *81*, *85*, *86*, *88*
—, Südböhmen *73*
Granulitlakkolith, Sachsen . *82*
Graptolithenhorizont, Lausitz 51
Graptolithen-Schiefer . . . 314
Graptolithidae, Lausitz . . 59
Graue Mergel, Emscher . . *376*
— — mit Kalksandsteinknollen . - *379*
Grauwacken, algonkische . 298
—, Culm, Lausitz . . . 82, 85
—, graue und grüne . . . *152*
—, hornfelsartige 103
—, körnige 85
—, krystalline 103
—, Naxos 138, 156
—, rote *152*
—, schiefrige 85
Grauwackenformation, Lausitz 132
—, nordsächsische 37
Grauwackenkonglomerat, Culm 82
Grauwackenschiefer, Culm . 82
Grauwackentonschiefer, Culm 85, 87
Greisenbildung *95*
Grenzanhydrit *10*
Griqua-Town-Schichten . . *145*
Grossular, Neubildung . . *115*
Grundmoräne, Island . *277*, *278*
—, Leinetal *485*
—, Detmold *477*
—, Paderborn *477*
Grünsand, Cenoman . . . 240
—, Gault *17*, *18*, *21*
—, Turon *64*
—, Westfalen, Mächtigkeit . 241
Grünschiefer, Adula . . . *464*
Grünsteine, Naxos 139
Guanolager, Südwestafrika . *129*
Guglielmoscholle, Mt. Guglielmo *211*

H.

Seite
Halitsylvinit, Sondershausen *414*
Hallstätter-Kalk 208
Halonos-Stufe 176
Hamites 420
—, Arten 440
— *cylindraceus* 434
— *gaultinus* 416
— *indicus* 416
— *largesulcatus* 416
— *obstrictus* 434
— *pseudogaultinus* 416
— *subquadratus* 416
— *tropicus* 416
— *yubarensis* 414
Hamster 451, 456
Harpedidae 388
Harpoceras bifrons 214
— *complanatum* 223
— *Levisoni* 217
— *opalinum* 217
— *quadratum* 219
— *subplanatum* 204, 206, 208, 223
Härtling, Poln. Mittelgebirge *448*
Hartsalz, Sondershausen . . *414*
Harzgerölle im Senon . . *515*
Hauericeras 416, 421
—, Arten 444
Hauptanhydrit *10*
Hauptdolomit *205*
Hauptendmoräne, baltische . *431*
—, Schleswig *444*
Hauptmoräne, Sylt . . . *441*
Hauterivien, Westfalen *18*, *19*, *197*
—, —, Ammoniten . . . *24*
Hauynbasalt *35*
Helicion giganteus 434
Helicoceras 424
Helix arbustorum 128
— *pomatia* 447
Hellgrauer Mergel 240
Helmstedter Mulde . . . *384*
Helvetisches Interglazial . . *249*
Hemidiatrema *326*, *329*
Hemifusus Brongniartianus . *52*
Hercynit *184*
Heteroceras 420
Hibschit *111*
Hildoceras algovianum . . . 218
— *bifrons* 204, 206, 207
— — mut. *angustisiphonata* 216
— — mut. *quadrata* . . . 216
— *comense* 208
— *Erbaense* 206, 223

Seite
Hildoceras Levisoni 204, 207, 216, 217
— *Mercati* . . 204, 207, 220
— *micrasterias* 220
— *obliquecostatum* 218
— *pectinatum* 220
— *quadratum* . . 204, 208, 219
— *serpentinum* . . 204, 207, 222
Hilskonglomerat, Harzrand . *310*
Hilssandstein *20*
Hinnites velatus *518*
Hippopotamus *248*
— *amphibius* 450
Hochterrasse, Böhmen . . *100*
— des Rheins 230
Höhendiluvium, Görlitz . . 122
Höhlenfüllung *294*
Höhlenhyäne 458
Holcodiscus, Arten . 419, 420, 442
— *sparsicostatus* 435
Holectypus sp. *519*
Holsteiner Gestein, Bremen. *350*
Homomiktes Konglomerat . 298
Homomya Héberti *46*
Hoplites 421
— *auritus* *17*, *18*, *20*
— *bivirgatus* *24*
— *longinodus* *24*
— *Deluci* *21*
— *Deshayesi* *19*, *26*
— *Ebergensis* *24*
— *noricus* *24*
— *splendens* *18*, *20*
— sp. 419, 421
— *tardefurcatus* . . . *18*, *26*
— *Uhligii* *20*, *26*
— *Weissi* *17*, *26*
Hornblende im Gabbro, Südböhmen *77*
Hornblende-Andesite . *259*, *260*
Hornblendeanorthosit . . . *79*
Hornblendeepidot-Gneis, Naxos *180*
Hornblendefels, Naxos . . 145
Hornblendegabbro *76*
Hornblendegneis, Naxos . . 180
Hornblendegranit *75*
—, Naxos 159
Hornblendegranitit, Lausitz . 100
Hornblende-Porphyrit . . . *91*
—, Lausitz 111
Hornblende-Pyroxen-Granulit, Naxos 180
Hornblendeschiefer, Naxos 137, 180

Seite
Hornblendeschiefer, Südböhmen *73*
Hornfels, Erzgebirge . . . *95*
Hornillos *257*
Hornschiefer, Lausitz . . . 103
Hornstein, Naxos . . 140, 156
Hornsteinhorizont, Cenoman 242
Hornsteinpläner, Böhmen . *100*
Hornsteinschichten, Silur, Lausitz 49
Horsetown-Schichten . . . 423
Hut der Zechsteinsalze . . *512*
Hyaena antiqua *246*
— *crocuta* *246*
— *maculata* *246*
— *spelaea* . . . 451, 458, *246*
— *striata* *246*
Hyaenognathus *270*
Hydrobien *343*
Hyolithes 290
— *communis* 312
Hypagnostus 399
— *parvifrons* 398
Hypersthenandesit, Euganeen *337*, *339*
Hypersthendiorit *190*
Hypersthengranit *190*

J.

Jadeitgesteine, Kykladen . 197
Ichthyosaurus, Restauration . *444*
Iguanodon, Restauration . . *444*
Ilsenburgmergel *515*
Infulaster excentricus, Lüneburg *438*
Injizierte Schiefer . . 137, 179
Inoceramus balticus . . *119*, *376*
— *J. Boehmi* *196*
— *Brancoi* *196*
— *Brongniarti*, Lüneburg . *437*
— —, Westfalen *196*
— *Cripsi*, Sachalin . . . 425
— *Cripsii*, Westfalen . . . *118*
— *Cuvieri*, Böhmen . . . *99*
— *digitatus* 237, 408, 418, 434, *194*
— *diversus* 418
— *gibbosus* *195*
— *Haenleini* *194*, *196*
— *involutus* *194*
— *Koeneni*, Paderborn . . *194*
— *labiatus* . 242, 244, 245, *117*
— —, Lüneburg *437*
— *lobatus* *376*

Seite

Inoceramus mytiloides . . . *117*
— *problematicus* *117*
— *Schmidti* 408, 418, 425, 429, 434
— *undulatoplicatus* *418*
Inselmarmor 137
Interglazial, Burgtonna . . 447
—, Bremen *361*
—, Düppel *446*
—, Grunewald *162*
—, Glinde *442*
—, helvetisches . . . *245*, *250*
—, Lauenburg . . *433*, *434*, *436*
—, letztes *340*
—, marines *274*
—, Moore *363*
—, norfolkisches *250*
—, Phöben *57*
—, Weser *483*, *489*
Intrusive Granitschieferzone, Südwestafrika *292*
Jökulhlaupsediment . . . *275*
Jugendliche Deckgebilde, Südwestafrika *137*
Jungdiluviale Deckschicht, Lausitz 127
Jungjurassische Störungen, Harzrand, ... *310*
Jungpliocän, Säugetiere . . *245*
Jura, Australien 336
—, Kaukasus *516*
—, Korallen 11
—, Ostpreußen . . . *407*, *408*
—, Piesberg *170*
—, Störungen *310*
—, Walbeck *506*
Izumisandstein 423

K.

Käfer, diluvialer *483*
Kalaharikalk *296*
Kalisalzlager *10*
Kalk im Buntsandstein . . 258
— von Cheli 209
— von Phanari . . . 204, 209
Kalke und Mergel mit Sandstein- und Sandschichten . 243
Kalksandstein, Naxos . . . 138
Kalksandsteinknollen im Untersenon *378*
Kalkstein, Culm, Lausitz . . 82
Kalktuff, Analyse 447
—, Burgtonna 445
Kalkgeschiebe, Norddeutsche 399

Seite

Kallait, Lausitz 54
Kaokoformation *298*
Kaolinsand, Sylt *442*
Kappenberger Sandmergel *376*, *379*
Kapselton, Langenfelde . . *444*
Kaptyp der Vulkane . . . *330*
Kar *264*
Karooformation, Deutsch-Südwestafrika . . *125*, *293*, *299*
Kartröge *265*
Kelloway, Ostpreußen . . *408*
Keramoti-Marmor 178
Keratophyrische Tuffe . 210, 211
Kesseltal, Mexiko *268*
Keuper, Helmstädter Mulde *385*
—, Piesberg *170*
—, Rottorf *508*
Keuperschollen im Neocom-Konglomerat *309*
Kies, diluvialer, Görlitz . . 124
Kieseliger Schiefer, Silur, Lausitz 49
Kieselgurlager *363*
Kieselkalk, Culm, Sauerland *6*, *7*
—, Naxos 145
Kieseloolithschotter. . *158*, *159*
Kieselschiefer, Culm, Westfalen *6*
—, Obersilur 52, 71
—, Praecambrium 297
Kimberlitröhren *221*
Kimberlitstöcke *129*
Kimmeridge, Argolis . 202, 210
—, Ostpreußen *408*
—, Südhannover *392*
Klimaschwankungen, quartäre, in Island *286*
Knatz 445
Knollensteine 117
Knotengrauwacken, Lausitz . 103
Knoxville-Schichten . . . 422
Kobaltmanganerz, Görlitz . 108
Kohle, Australien . . 328, 333
—, Südwestafrika *129*
Kohlenbrandgesteine . . . *100*
Kohlenflöze, Australien . . 331
Kohlenkalk, Niederrhein . . *2*
Kohlenkeuper, Lüneburg . *438*
Komasformation . . *292*, *300*
Komiaki-Stufe 178
Korallen 1
Korallenoolith, Selter . . . *392*
Korundgranulit *82*, *87*
Konglomerat, cambrisches . 359

Seite

Konglomerat, Culm, Lausitz . . . 82
—, homomiktes 298
—, polymiktes 298
Konglomerate im Buntsandstein 257
— im Prod. Carbon . . . 276
— von Porto Fino . . . *40*
Konkretionsbildung . . . *72*
Kontakterscheinungen an Smirgelgängen 194
—, Naxos 144
Kontakthof, Böhmisches Mittelgebirge . . . *112*, *115*
— des Lausitzer Granits 36, 102, *93*
—, Erzgebirge *82*
— im Biotitschiefer, Naxos 143
Kontaktwirkung 172
— des Basaltes *104*
Kontinentalgrenze des Buntsandstein-Meeres . . . 263
Kreide, Ammoniten, Hokkaido 438
—, Böhmen *99*
—, Bremen *349*
—, Morslebener Mühle . . *511*
—, Ostasien 402
—, Ostpreußen *406*
—, Piesberg *170*
—, subhercyne *514*
—, Westfalen 17, *381*
—, —, Profil 249
Kreidekohle *328*
Kreidesandstein, Westfalen *17*, *197*
Kroßsteinsgrus 123
Krystallin *209*
Krystallines Grundgebirge, Kykladen 134
—, Naxos 150
Krystallinische Gesteine, Sachalin 405
— Schiefer, Namaland . . *121*
— —, Schottland. 284
— —, Süd-Alpen *200*
Kuibisquarzit . . *123*, *293*, *298*
Kulturreste des paläolithischen Menschen . . 467
Kupfer, Südwestafrika . . *128*
Kupfererz, Kykladen . . . 199
—, Lausitz 109
Kupferfahlerz, Görlitz . . 109
Kupfergehalt im Kupferschieferflöz 268
Kupferglanz, Görlitz . . . 109
—, Südwestafrika . . *108*, *292*

Seite

Kupferglanzführende Quarzgänge *128*
Kupferglanzvorkommen, Tsumeb *294*
Kupferindig, Görlitz . . . 109
Kupferkies im Graptolithenschiefer 55
—, Görlitz 109
Kupferlasur, Görlitz . . . 109
Kupferschiefer, Westfalen . 267
Küstenbildungen, junge, Ostafrika *155*

L.

Labiatus-Pläner 244
Lagergranit *86*
Lagena Gottschei 403
Lakhmina 312
Lakkolith, Böhmen *106*, *110*, *112*
—, Lausitz 98
Landscape marble *221*
Landschaftenkalk *221*
Lasur, Görlitz 109
Lateritbildung 282
Lateritisierung . . . 282, *151*
Latrunculus Apenninicus . . *52*
— *Caronis* *52*
Lauenburger Ton, Bremen . *362*
— —, Lauenburg *433*
Lausitzer Granit 39, 97, 98, 132, *93*
Leda attenuata 278
— *pernula* *280*
— sp. 278
Leiagnostidae 400
Leiagnostus nov. gen. . . . 401
— *erraticus* 401
Leineterrassen, Alter . *470*, *485*
Leo fossilis 460
Lepidodendron Wortheni . . *323*
Leptomussa variabilis . . . *43*
Leucittephrit *107*
Leukophyr 142
Letten-Anhydrit-Zone . . 267
Lherzolithartiges Gestein, Naxos 166
Lias, Argolis 202
—, —, Fauna 213
—, Harzrand *309*
—, Helmstedt *385*
—, Rottorf *508*
Liebea *10*
Lignit, Rheinland *342*
Ligurien *39*

Seite

Lima Escheri *518*
Lingula mytiloides 278
— *Rouaulti* 40, 44
— sp. 278
Lioceras subplanatum . . . 223
Lionasschiefer . . . 173, 185
Linopteris Münsteri *324*
— *neuropteroides* *322*
— *obliqua* *322*
Lithionglimmer *86*
Lithodendron 6
Lithoglyphus naticoides . . . *61*
Lithomarge, Australien . . 353
Lithostrotion . 4, 5, 6, 7, 21, 25
— *basaltiforme* 6, 7
— *concameratum* 6
— *irregulare* 6
— *junceum* 6, 25
— *Martini* 6
Litorina-Senkung *224*
— -Ablagerung, Flensburg . *445*
— —, Travemünde . . . *432*
— -Zeit *365*
— *rudis* *280*
Litorinellen *343*
Lobites ellipticus 211
— — -Kalke 204
Lobopsammia cariosa . . . *42*
Loganograptus 314
Lokalfärbungen der Carbonflora *313*
Lonchopteridium *320*
Lonchopteris Bricei *320*
— *conjugata* *321*
— *rugosa* *320*
— *silesiaca* *321*
Lonsdaleia 4, 5, 13
— *floriformis* 13, 15, 25
Londonton *355*
Löß, Görlitz 127, 128
—, Mexiko *274*
Lößkonkretionen, Görlitz . 128
Lößlehm, Böhmen *100*
—, Görlitz. 127, 128
—, Mächtigkeit *487*
—, Schichtung *487*
—, Weser *472*, *486*
Lößsand, Görlitz 128
Löwenberger Sedimentmulde 114
Loxodon *242*
Lucina poronaiensis 403
Lustra vulgaris 465
Lydite 7
Lymnaeus *343*

Seite

Lytoceras 206
—, Arten 438
— *Batesi* 410
— *cornucopia* . . 204, 208, 226
— *Forojuliense* . 204, 208, 225
— *imperiale* 410
— *Mahadeva* 410
— sp. 206
— *yecoense* 407, 410
— — -Schicht 407

M.

Mächtigkeitsänderungen des Buntsandsteins 256
Mächtigkeitszunahme des Buntsandsteins 263
— der Kreide . . . 233, 240
— des Zechsteins 273
Mächtigkeit der ostpreußischen Kreide *406*
Macrocephalites macrocephalus *519*
Macrosolen plicatus *45*
Madreporaria 3
Magerkohle, Flora *315*
Magmatische Ausscheidung *294*
Malachit, Görlitz 109
Malm, Kaukasus *518*
Mammites, Arten 441
— *nodosoides* 411
— -Schicht 408, 411
— sp. 411
Mandelsteindiabas, Naxos . 142
—, Deutsch-Südwestafrika . *127*
Manganeisenerz, Kykladen . 199
Manganerz, Odenwald . *30*, *31*
—, Kykladen 199
Margarita funiculata . 404, 407
Markasit, Görlitz 109
Marine Horizonte im Obercarbon 278
— Versteinerungen im Prod. Carbon 278
Marmor, Naxos 137
Marmorierter Kalk, Cenoman 243
Marsupites ornatus *375*
Mastodon, Meiningen *475*
Maximumthermometer *412*
Meekia sella 407, 410
Megaceros Belgrandi *253*
— *Hiberniae* *251*, *253*
Melaphyr, Australien 353
Melaphyrmandelstein, Deutsch-Südwestafrika . *298*

Seite

Meles taxus 465
Melilith *35*
Melilithbasalt . . . 118, 121 *35*
Mensch, paläolithischer . . . 445
Mergel im Buntsandstein . 258
Mergelschiefer 267
Mesagnostus nov. gen. . . . 398
Mesagnostus integer . . 397, 398
Mési-Schiefer 184
Metagneis, Naxos 164
Metagnostidae 398
Metagnostus nov. gen. . . . 398
— *erraticus* . . 382, 392, 399
— *Sidonbladhi* 398
Metamorphose des Grundgebirges 134
Metasomatische Erze . . . *294*
Metzdorfer Glimmertrapp . *94*
Miagnostus nov. gen. . . . 401
— *laevigatus* 401
Micraster cor testudinarium . *195*
Microdisci 395
Microdiscidae 395
Microdiscus . . 392, 393, 395
Mikindanischichten *155*
Millericrinus Escheri . . . *518*
— sp. *519*
Minimus-Ton, Westfalen . . *21*
Miocän, Australien 349
—, Bremen *347*
—, Flensburg *444*
—, Gebirgsaufrichtung . . *514*
—, Harzvorland *503*
—, Hemmoor *440*
—, Lausitz 114, 133
—, Lüneburg *439*
—, sandiges, Langenfelde . *444*
—, Stromatolith *223*
Miocänversteinerungen, Bremen *350*
Miomera 394, 395
Mitgliederzahl *367*
Mittelalgonkische Periode . 292
Mittelalgonkium 292
Mitteldevon, Australien . . 321
Mittelmiocän, Bremen . . *350*
—, Piesberg *170*
Mitteloligocän *353*
Modiolaria nigra? *280*
Monadnock, Poln. Mittelgebirge *448*
Monchiquit *107*, *112*
Mondhaldeit *113*
Monograptus 316

Seite

Monograptus Becki 56, 63
— *colonus* 77
— *gemmatus* 62
— *Horschensis* 56
— *priodon* 62
— *proteus* 63
— — var. *plana* 64
— *sagittarius* 65
— *spiralis* 64
— *turriculatus* 63
Mortoniceras sp. 440
Montlivaultia carcarensis . . *43*
Moräne, Island *282*
Mosbachium *245*
Moutzouna-Schiefer . . . 186
Mucronatenkreide, Westfalen *381*
Muenericeras sp. *420*
Mulden, Harzvorland . . . *500*
Mulde von Vrin *456*
Murocorallia 3
Muschelkalk, Osnabrück . . *170*
—, Rottorf *509*
Muscovitgneis, Erzgebirge . *95*
—, Naxos 180
Muscovitpegmatit, Naxos . 187
Muscovitschiefer, Naxos . . 176
Mustela martes 465
Myalina *10*
Mya truncata *280*
Mylonit 373
Mytilus edulis *286*
Mytilus-Ton, Lauenburg . . *433*

N.

Namaformation *124*, *293*
Nanaimo-Gruppe 418, 419, 420, 421
Natica affinis *280*
— (*Ampullina*) *Vulcani* . . *49*
— *angustata* *50*
— *crassatina* *39*
— sp. nov. 404
Natrolith, Lausitz 119
Naukluftkalk *296*
Nautilus sp. *502*
— —, Zechstein, Westfalen . 265
Neck, Begriff *326*
Neocom, Harzrand *309*
—, Helgoland *441*
—, Hüggel *173*
—, Westfalen *17*
Neocomsandstein, Harzrand *310*
—, Westfalen *17*

Seite

Neocom-Transgression . *18*, *309*
Nephelinit *35*
Nephelinphonolith *100*
Nerineen, Siebenbürgen . . *327*
Neritina fluviatilis *61*
Neurodondopteris Kosmanni . *322*
— *obliqua* *322*
Neuropteris dispar *325*
— *gallica* *325*
— *heterophylla* . . . *321 324*
— *obliqua* *278*
— *ovata* *324*
— *Scheuchzeri* *324*
— *tenuifolia* *321*
Netzleisten auf Birikalk . . 295
— im Praecambrium . 285, 295
Nipponites, Arten 439
Nord-Dorstener Sattel . . 279
Norit *184*
Nucula Milnei . . . 404, 407
— *picturata* 403, 404
— *poronaica* 403
— *tenuis* *280*
Nummulina Magdeburgensis . *355*
Nummuliten, Norddeutschland *355*
Nummulites Boucheri . . . *38*
— *Fabianii* *38*
— *intermedius* *38*
— — *-Fichteli* *38*
— *Laverdae* *38*
— *laevigatus* *39*
— *scaber-Lamarckii* . . . *39*
— *sub-Fabianii* *38*
— *vascus-Boucheri* *38*
Nunatak, Mexiko *268*
—, diluvialer, Polen . . . *447*
Nutzbare Bodenschätze, Deutsch-Südwestafrika . . *128*

O.

Obercarbon, Westfalen . . *2*
Oberdevon, Australien . . 224
Obere Kreide, Australien . 340
— —, Lausitz 114
— —, Ostdeutschland . . 406
— —, Sachalin 402
— —, Verbreitung . . . *406*
— —, Westfalen . *194*, *372*, *404*
Obere Zechsteinletten . . . *10*
Oberlias, Argolis 213
Obermiocän, Bremen . . . *350*
Oberpliocän, Fulda . . . *494*

Seite

Oberpliocän, Mexiko . . . *270*
Obersenon, Lappwald . . . *512*
—, Ostpreußen *408*
Obersilur 132
—, Australien 318
—, Gothland, Korallen . . 29
—, Oberlausitz 48
Obersilurische Diabase, Lausitz 75
— Kalksteine, Lausitz . . 70
Oder-Elbe-Quertal . . . 38, 130
Odondopteris minor . . *319*, *320*
— *Reichiana* *320*
Olcostephanus, Arten, Sachalin 443
— *unicus* 441
„Old boy“ 284
Oldred 284
Olenelloides 290
Olenellus . . . 290, 312, 377
— *Kjerulfi* 291
— -Schichten 303
Oligocän, Australien . . . 348
—, Braunschweig *502*
—, Italien *37*
—, Piesberg *170*
Olivingabbro *79*
Oolithe *71*
Oolithbänke, Mexiko . . . *272*
Oolithkörner, Mexiko . . . *272*
Orbitolina cfr. *concava* . . 407
Opal *88*
—, Naxos 156
Ophiolithe, Adula *463*
Orthis Kuthani 299
Orthoceras 291
— *olorus* *193*
Orthoceratidae, Lausitz . . 68
Orthoceratiden im Otavidolomit *294*
Orzescher Schichten, Flora . *315*
Osningsandstein *19*
Ostrea callifera *502*
— *prona* *502*
— *Queteleti* *502*
— sp. *519*
— *sublamellosa* *309*
Oszillationen des Kreidemeeres 242, 255
Otawidolomit . . . *294*, *298*, *300*
Otawischichten *298*
Ovibos moschatus, Weser . . *481*
Ovopteridium Schatzlarense . *316*
— *Schumanni* *317*
— *Vuellersi* *316*

Seite

Ovopteris cristata *317*
— (*Discopteris*) *Karwinensis* . *316*
— *Goldenbergi* *317*
— *Schwerini* *316*
Oxford, Ostpreußen . . . *408*
—, Kaukasus *517*, *518*
Oxynoticeras Gevrili . . . *24*

P.

Pachydiscus 420, 421
—, Arten 442
— *abeshinaiensis* 417
— *anapadense* 417
— *ariyalurensis* . . . 408, 416
— *Czernigi* 425
— *Denisonianus* . . . 435, 443
— *Haradai* . . . 425, 435, 436
— *Jimboi* 434, 435
— *Kossmati* 417
— *neubergicus* 416
— *peramplus* . 408, 417, 428, 434
— *rotalinoides* . . . 416, 417
— sp. nov. 435
— *Vayu* 417
— *Yokoyamai* . . . 417, 434
— -Schichten . . . 408, 414
Pachyperna Laverdana . . *37*
Paläogen, Australien . . . 348
Paläolithe, Thüringen . . . 469
Palaeoniscus Freieslebeni . . 265
Palaeoweichselia (*Lonchopteris*) *Defrancei* *321*
Palagonitbreccien *278*
Palagonit-Tuff *278*
Paleocän, Bremen *355*
—, Lüneburg *439*
Paludina diluviana . *60*, *161*, *340*
— *fasciata* *60*
— *vivipara* *60*, *342*
Paludinensande, Grunewald *161*, *340*
Panopaea neocomiensis . . . *308*
Pánormos-Marmor, Naxos . 186
Paradoxides bohemicus . . . 301
— *spinosus* 301
— -Schiefer 299
Paragesteine *190*
Paragneise, Naxos 136
Paragnostidae 396
Paragnostus nov. gen. . . . 396
— *rex* 397
Parahoplites 424
Paralegoceras atticum . . . 212

Seite

Parallelrückenlandschaft . . *300*
Parkinsonia Parkinsoni, Kaukasus *517*
Patula pygmaea 447
Pecopteris, Arten *324*
— *aspera* *316*, *318*
— *Daubreei* *324*
— *vestita* *324*
Pecten asper 246
— *fibrosus* *517*
— *muricatus* *377*
— *subfibrosus* *518*
— *Vasseli* *155*
Pectunculus-Sandstein . 407, 411
— sp. 407
Pegmatit, Lausitz 100
—, Naxos 166
—, Sachsen *82*, *89*
Pegmatit, Schottland . . . 284
Pegmatitanhydrit *10*
Pegmatitgänge, Naxos 179, 180, 187
Peloponnes, Grundgebirge . 175
Peltoceras arduennensis . . *518*
Peltura sp. (cf. *scarabaeoides*) *65*
Pennin im Kontakthof . . 103
Pentacrinus cingulatus . . . *518*
— sp. *519*
Pentamerus (*Conchidium*) *Knighti* 316
Perforata 3
Peridotit, Südwestafrika . . *126*
Perisphinctes bernensis . . . *518*
— *consociatus* *518*
— *lucingensis* *518*
— *mazuricus* *518*
— nov. spec. *519*
— *tizianiformis* *518*
Perm, Stratigraphie, Südalpen *200*
Permo-Carboniferous . . . 325
Peroniceras amakusense . . 425
Perowskit *35*
Perthit *86*
Petalaxis 5, 6, 25
Petalograptus folium . . . 61
Petroleumgase in der Kreide 248
Phanárikalk, Naxos . . . 210
Phanári-Marmor, Naxos 173, 185, 210
Phillipsia cf. *aequalis* . . . *9*
Phonolith, Böhmen . . . *101*
— -Lakkolith, Böhmen . . *106*
Phosphatkonkretionen 54, 55, 71, 77, 288, *439*
Phosphorite im Glimmerton *439*

Seite
Phosphoritkonkretionen, Silur 54, 55, 71, 77
Phyllitgneis, Kykladen . . 197
Phylloceras 206, 420
—, Arten 438
— *aussonium* 228
— *bizonatum* 412
— *Borni* 226
— *Capitanei* 203, 227
— *Emergi* 228
— *ezoense* 413, 414
— *Forbesianum* . . . 412, 413
— *heterophyllum* 204, 206, 207, 208, 226
— *irradians* *42*
— *Nilssoni* . 204, 206, 208, 227
— *ramosum* . 412, 414, 429, 434
— *Rouyanum* 412
— *selinoides* 228
— *shastalense* 412
— sp. *519*
— *Surya* 416
— *Velledae* . 412, 424, 428, 429
— *velledaeformis* 412
— *Whiteavesi* . . . 412, 413
Phyllocoenia Lucasana . . *42, 43*
Phyllograptus 314
— -Schiefer 314
Pieds d'alouettes *15*
Piesberg-Sattel . . . *170, 386*
Piezokrystallisation 160
Piloceras 291
Pinus, interglazial *482*
„Pipe rock“ 289
Placenticeras 416, 420
— *subtilistriatum* . . 409, 440
— -Schicht 418
Pläner, Sachsen *90*
Plänerschotter, Elze . . . *484*
—, Leinetal *484, 485*
Planorbis *343*
— *sibiricus*, Weser *484*
Plattendolomite, Lüneburg . *437*
Plattenkalke, Culm, Westfalen 7
Pleistocän, Australien . . . 350
—, Thüringen 445
Pleurocora 8, 25
Pleuromya *46*
— *donacina* *517*
— *Merzbacheri* *519*
Pleuropachydiscus 421
Pleurostomella peregrina . . 403
Pleurotoma turbida *350*

Seite
Pleurotomaria 291
Plicatula sp. *518*
Plicigera trigonella *201*
Pliocän, Australien 350
—, Fulda . . . *488, 493, 494*
—, Lausitz 122, 133
—, Palästina *290*
—, Rhein *158*
—, Thüringen *496*
—, Werratal . . *488, 493, 494*
—, Weser *474*
Poecilomorphus aff. *macer*, Kaukasus *517*
Polymera 394
Polymiktes Konglomerat . . 298
Polymorphina seminulina . . 403
Polyplectus subplanatum . . 223
Polyptychites bidichotomus . . *24*
— *biscissus* *24*
— *Grotriani* *24*
— *Losseni* *25*
— *perovalis* *24*
— *pertumidus* *24*
— *tardescissus* *24*
— *terscissus* *24*
Poronai Series 403
Porosa 3
Porosität der Korallen . . 3
Porphyr, Australien 353
—, Görlitz 110
—, Ivenrode *501*
Porphyrit *184, 204*
Porphyrstock, Südwestafrika *299*
Porphyrtuff, Rochlitzer . . *84*
—, Sachsen *82*
Posidonia Becheri . . 97, *5, 9*
Postglaziales Alter des Popokatepetl *269*
Postmiocäne Bodenbewegungen *356*
Potamides calcaratus . . . *51*
— *margaritaceum* *50*
Potamogeton *58*
— im Interglazial *483*
Potchefstromsystem . . . *123*
Praecambrium, Australien 307, 356
—, Böhmen 297
Präcretaceische Störungen . *308*
Prädiluviales Denudationsniveau, Poln. Mittelgebirge *454*
Präglazial, Harzrand . . . *475*
Präglaziale Schotter, Görlitz 122
—, Leinetal *485*
Präglazialmoor *358*

Seite

Präkarooschichten *122*
Prälitorinabildung, Flensburg *445*
Präneocome Schichtenverschiebung *308*
Präoligocäne Abtragungsfläche *347*
Präparationsmethode für Korallen 2
Pravitoceras sigmoidale . . . 424
Prezzokalk *201*
Priabonakalk *39*
Priabonaschichten *37*
Primärformation, Südwestafrika . . . *121*, *291*, *300*
Prionotropis serrato-carinatus 415, 440
Prismatingranulit . . . *82*, *87*
Pristiograptus discus . . . 65
— *Hisingeri* 65
— *jaculum* 64
Problematikum aus Obersilur 67
Produktives Carbon, Westfalen 275
Productus giganteus . . . 97
— sp. 278
Profil, geologisches, aus natürlichem Gestein *174*
Prolecanites serpentinus, Selbeck *9*
Propylitische Umwandlung . *115*
Protopharetra 303
Pseudagnostus nov. gen. . . 400
— *cyclopyge* 400
Pseudofluidalstruktur . . . 375
Pseudogerölle, Entstehung . 368
Pseudoglaziale Erscheinungen 358, 374, 378
Pseudoglazial-Konglomerat . 374
Pseudoglazialspuren . . . 378
Pseudophyllites . . . 418, 420
Pseudorippel 365
Pseudorippelmarken . . . 368
Pseudo-Sonnenspalten . 363, 364
Pterodactylus Kochii . . . *130*
Ptychagnostus n. g. 401
— *reticulatus* 400
Ptychoceras, Arten 440
— *gaultinum* . . 428, 432, 434
Ptychoparia marginata . . 300
Pulvinulina japonica . . . 403
— (?) *singularis* 403
Pupa columella, Weser . . *484*
Purmallener Mergel . . . *410*
Purpura lapillus . . *280*, *286*
Puzosia 420, 424

Seite

Puzosia, Arten . 413, 417, 443
— *ariyalurensis* 417
— *Denisoniana* . . . 435, 443
— *elegans* 415
— *gaudama* 413
— *indopacifica* 413, 417
— *japonica* . . . 415, 433, 434
— *Ishikawai* 415
— *koluturensis* 417
— *Naumanni* 436
— *planulata* . . . 428, 432, 434
— sp. 433
— sp. nov. 410
— *yezoense* 413, 417
— *Yokojamai* 415
Pyknotrop *88*
Pyromorphit, Görlitz . . . 109
Pyroxenamphiholit *82*
Pyroxengranit *190*
Pyroxengranitporphyr . *82*, *182*
Pyroxengranulit *73*
—, Granatgehalt *183*
—, Sachsen *89*
—, Struktur *184*
Pyroxenquarzporphyr . . . *182*
—, Sachsen *81*
Pyroxentrachyt *190*

Q.

Quadratenkreide, Morsleben *511*
—, Westfalen *381*
Quartär, Bremen *356*
—, Palästina *290*
—, Säugetiere *245*
Quarz, Neubildung *115*
— -Andesit, Australien . . 353
Quarzgänge, goldführende . 329
—, Lausitz 107, 133
—, Naxos 161
Quarzglimmerfels, Lausitz . 104
Quarzglimmerporphyrit, Görlitz 112
Quarzige Kupferformation, Görlitz 109
Quarzit des Caminaberges . 46
— der Dubrau 42
—, Poln. Mittelgebirge . . *448*
—, silurischer, Lausitz . . 42
—, Tertiär 117
Quarzitblöcke, verstreute . *348*
Quarzitische Schiefer, Silur, Lausitz 47
Quarzitschiefer, Naxos 181, 182

Seite

Quarzkeratophyre 210
Quarzporphyr *185*
—, Böhmen *100*
—, Lausitz 110
—, Deutsch-Südwestafrika . *126*
Quarzsand, tertiärer . . . *347*
Quedlinburger Aufbruchsattel *308*
Quenstedticeras sp. *517*
Quetscherscheinungen im Granitit 99
Quellkuppe von Basalt . . 121

R.

Radiolaria, Obersilur, Lausitz 58
Raibler Schichten, Südalpen *303*
— Tuffschiefer *202*
Randspalte des Flechtingen-Alvenslebener Höhenzuges *501*
Raseneisenerz, Lausitz . . 131
Rastrites Linnaei 65
Rät *205*
Rauhwacke, Südalpen . . *200*
Recklinghäuser Sandmergel 231, *376*, *380*
Redaktionsangelegenheiten . *369*
Regentropfeneindrücke, fossile *428*
Regionalmetamorphose . . *151*
Reineckea anceps *517*
Reiter Schichten *41*
Reitzi-Kalk *201*
Retiolites 316
Rezente Gerölle 377
Reztyp *330*
Rhacopteris asplenites . . . 315
Rhät *205*
Rheindurchbruch *160*
Rheinschotter . . . 230, *249*
Rheinterrasse 249
Rhynchonella lacunosa . . . 518
— *varians* 517
Rhinoceros *58*
— *etruscus* *245*
— *Mercki* 451, 452
— *Merckianus* *245*
— (*Merkianus*) *Etruriae* . . *245*
— *tichorhinus*, Burgtonna . 450
— —, Weser *481*
— — (*antiquitatis*) . . . 248
Rhotomagensis-Kalke, Westfalen 245
— -Schichten, Lüneburg . . *438*
— —, Westfalen 245

Seite

Rhyolith, Siebenbürgen . . *327*
Riesengneis, Osseg *95*
Riesenhirsch *57*
Riffkalke *71*
Rinnen, diluviale *356*
Rinnenseen, Grunewald . . *340*
—, Lauenburg *433*
—, Posen *300*, *306*
Rippelmarken auf Birikalk . 295
— im Praecambrium . 285, 295
— siehe auch Wellenfurchen.
Rixdorfer Sande . . *162*, *340*
Rixdorfium *249*
Roctourné-Zwillinge . . . 76
Rogensteine 264
Rogensteinstromatolithe . . *222*
Röhren, vulkanische . . . *326*
Rotalia Lymani 403
— *nitida* 403
Rotalidae, Culm 89
Roteisenerz, Görlitz . 108, 109
Rotes Gebirge *154*
Rote Tone, Eocän *384*
Rotfärbung der Kalke . . 244
— des Palaeozoicums 277, 281
Rotgefärbte Konglomerate . *273*
Röthidolomit, Adula . . . *455*
Rotkupfererz, Görlitz . . . 109
Rotliegendes, Alvenslebener Höhenzug *501*
—, Eruptivgesteine . . . *182*
—, Flora 318
—, Görlitz 110
—, Sachsen *82*, *92*
Rötung, des Schiefergebirges *149*
—, frühzeitige *150*
—, spätzeitige *150*
Rudistenkalk 210
Rugosen 3
Rupelton *353*
Rutschflächen *30*

S.

Saarbrücker Stufe, Osnabrück *170*
Salterella . . . 290, 303, 377
Salzgebirge, Bremen . . . *348*
Salzlager, Entstehung . . . 289
Salzton, grauer *10*
—, roter *10*
Sande, diluviale, Görlitz . 124
—, fluviatile, Grunewald . *162*
— von Haltern 231, 233, *62*, *378*, *379*

Seite

Sande von Netteberge *378*, *379*
— von Recklinghausen . . *62*
Sanderz *155*
Sandkalke von Dülmen *379*, *380*
Sandmergel von Kappenberg *376*, *379*
— von Recklinghausen *376*, *379*
Sandsteine im Produkt Carbon 276
—, Naxos 138
—, Tsumeb *295*
Sandsteinfacies des Cenomans *91*
Sargassum 69
Sattelflözzug, Flora . . . *315*
Sättel, halbe, Harzvorland . *500*
—, Harzvorland *500*
Sattel- und Muldenbildung, Kreide, Westfalen . . . 254
Säugetierfauna, diluviale . . 445
Saurier, Restaurationen . . *444*
Saussuritgabbro 143
Saxicava arctica *280*
Scaglia *333*
—, Euganeen *338*
Scaphiten-Pläner, Westfalen *64*
Scaphites 420
—, Arten 441
— *aequalis* 415
— *Geinitzi*, Böhmen . . . *99*
— *planus* 415
— *pseudoaequalis* 415
— *puerculus* 415
— *similaris* 415
— sp. 408
—-Schichten, Sachalin 408. 411, 414
Scolithus 45
Schalsteinbreccie, Naxos . . 148
Schatzlarer Schichten, Flora *321*
Schaumkalk, Lappwald . . *513*
Schaumkalkzone, Tauber . *27*
Scherbenkalk 294
Scheuersteine, Lausitz . . 124
Schichtung, ebenflächige . . 285
—, unregelmäßige 285
Schiefer des Untersilurs, Lausitz 47
Schieferformation des Aderes-Gebirges 212
— von Lygurio 209
Schiefergranit, Naxos 137, 147, 153, 161, 180
Schieferhorizont, jüngerer, Namaland *121*
Schiefriger Granit, Attika . 200

Schizodus *10*
Schlackenschornsteine . . *257*
Schlammwülste im Algonkium 296
Schlange, diluviale 451
Schleikanal *226*
Schleispalte *226*
Schliffflächen *83*
Schloenbachia 420
— *Coupei*, Ostpreußen . . *408*
— sp. 408
— *varians*, Ostpreußen . . *408*
— —, Westfalen 246
Schlotheimia angulata . . . *19*
Schmelzwasserrinnen, Schleswig *224*
Schneckenfauna, interglaziale *483*
Schneckenmergel von Görsdorf *341*
Schotter, diluvialer, Hildesheim *394*
—, — Görlitz 124
—, — Rhein 230
— von Reitzenhain . . . *158*
—, Wesertal *472*
Schriftgranit *12*
Schwarzkalk *123*, *147*, *293*, *298*, *300*
Schwefelkies, Görlitz . . . 109
— im Kupferschiefer . . . 269
Sedimentärgneise *94*
Seeabsätze, interglaziale . . *363*
Seenrinne im Grunewald *161*, *340*
Seenrinnen s. Rinnenseen.
Senkung, diluviale *365*
Senkungserscheinungen, Südalpen *214*
Senon, Helmstedt . . *385*, *388*
—, Hemmoor *440*
—, Lüneburg *438*
—, Sachalin 417, 434
—, Westfalen . 231, 252, *372*
Senonsande, Westfalen 231, *372*
Septarienton *353*, *387*
Septocorallia 3
Sequanien, Kaukasus . . . *518*
Sericitschiefer, Naxos . . . 166
Serpentin, edler *88*
—, Naxos 143
Serpula-Schorfe *223*
Serpula sp. *519*
Serpulitstromatolith . . . *222*
Servino *200*
Sigillaria *323*
— *Boblayi* *323*

Seite

Sigillaria Schlotheimiana . . *323*
Silber im Kupferschiefer . . 268
Silbererz, Kykladen . . . 199
Silberhaltige Bleierze, Kykladen 199
Silex-Oolith *343*
Silicitknollen in Braunkohle *342*
Sillimanitgranulit *82*
Silur, Agnostiden 398
—, Australien 314
—, Kykladen 132
—, Oberlausitz 41
—, Sachsen *92*
Siluro-Devonian, Australien 321
Simbirskites Decheni . . *18*, *25*
— *inverselobatus* *25*
— *paucilobus* *25*
— *Phillipsi* *25*
— *progrediens* *25*
— *triplicatus* *25*
Sinische Faltungsperiode . 356
Sinterkalke *221*
Siphonodendron . . . 6, 10, 25
— *junceum* 10
Skapolith im Granit, Naxos 190
Smirgel, Export v. Naxos . 184
—, Kykladen, Fundorte . . 199
—, Lagergänge 191
—, Naxos, Zusammensetzung 184
—, Vorkommen . . . 190, 199
Smirgelgänge . . . 191, 192
—, dichte 194
Smirgellagerstätten 134, 184, 190, 195
—, Naxos 134, 184
Sodalithbostonit *113*
Solenopleura torifrons . . . 300
Solquellen 247
—, Westfalen 275
Sorex pygmaeus 457
— *vulgaris* 451, 457
Spalten des Turons, Westfalen 246
Sparagmit, Böhmen . . . 299
—, Norwegen 291
Spateisenstein, Görlitz . . 109
Spermophilus 466
Sphärosomatite 50
Sphenodiscus 418, 420
Sphenophyllum emarginatum . *324*
— *myriophyllum* *322*
— *tenerrimum* . . . *317*, *322*
— *trichomatosum* *322*
Sphenopteris Aschenborni . . *316*

Seite

Sphenopteris Baeumleri . . . *315*
— *Casteli* *325*
— *Frenzli* *316*
— *germanica* *318*
— *Hoeninghausi* *317*
— *Larischi* *317*
— *Larischiformis* *317*
— *Laurenti* *316*
— *Schlehani* *317*
— *Schlehaniformis* *317*
— *Stangeri* *317*
— *Stangeriformis* *317*
Spileccoschichten *38*
Spilit, Böhmen 297
Spinellgehalt des Pyroxengranulits *184*
Spinocorallia 3, 4
Spiriferinenzone *27*
Spitzmaus im Diluvium 451, 457
Spondylus Buchi *502*
— *spinosus*, Böhmen . . . *99*
Spongiostromiden *223*
Spongosphaera tritestacea . 59
Staubecken, Lübeck . . . *430*
Steinbestreuung, Lausitz . . 129
Steinkorallen 3
Steinmark *85*
Steinsalz, jüngeres *10*
—, Neubildung *414*
—, Westfalen 266
Steinsohle des Lösses, Lausitz 128
Stenotheca rugosa 312
Stephanoceras coronatum . . 403
Stepheoceras coronatum . . *517*
Steppenmergel *259*
Stigmaria ficoides 97
Stigmarien-Horizonte . . . 277
Stockgranit, Lausitz . . . 99
Störungen, Westfalen. . . 254
—, cretaceische, Nordhannover *381*
—, diluviale, Lüneburg . . *438*
—, —, Weser *473*
—, präoligocäne *381*
Strahlsteinschiefer, Naxos 182, 183
Stramberger Schichten . . 3
Strandlinien, alte, Südwestafrika *139*
Strandterrasse, Ostafrika . *156*
Stratigraphie der Tafelbergschichten *296*
Stratovulkane *254*
Stromatolith *221*
Stufe von Keramoti . . . 177

Seite

Stylocora 11
— *exilis* 11
Subcarbon, Lausitz . . . 81
Succinea oblonga 128
— *Schumacheri* *61*
Sus (scrofa) antiqui . 451, 453
Süßenbornium . *245*, *249*, *252*
Süßwasserablagerungen, Travemünde *432*
Süßwasserfauna, glaziale, Lübeck *431*
Süßwasserkalke, Ülzen . . *363*
Süßwasserquarz in Braunkohle *343*
Süßwasserschichten im Prod. Carbon, Westfalen . . . 278
Süßwassertuff, Mexiko . . *272*
Syenit, Plauenscher Grund . *90*
Sylvin, Neubildung . . . *414*
Syngenit, Neubildung . . . *414*
Systematik der Korallen . . 24

T.

Tafelbergschichten 292
Taldiluvium 122, 130
Talerosion, Weser *489*
Talkschiefer, Naxos . 181, 182
Tallehm, Görlitz 130
Talriegel *266*
Talsand, Görlitz 130
—, Weser *363*
Talsandterrasse, Neiße . . 126
Talschwellen bei den Grunewaldseen *164*
Talterrassen siehe Terrassen.
Taltröge *134*
Tambodecke, Adula . . . *463*
Tapes de Stefanii *45*
— *ezoensis* 403
Tapir, fossil *246*
Taubachium *245*, *252*
Tektonik, Allertal *499*
— der Kreide, Westfalen . 254
— des Buntsandsteins, Westfalen 260
— des Culms, Lausitz . . 92
— des Prod. Carbons, Westf. 279
— des Silurs, Lausitz . . 78
—, Südalpen *205*
Tellina calcaria *380*
Temnograptus 314
Temperaturmessungen in Tiefbohrlöchern *410*

Seite

Terebratelzone *26*
Terebratula-Kalk *26*
— *angusta* var. *ostheimensis* . *27*
— *Rollieri* *518*
— *Sella*, Helgoland . . . *441*
— *sphaeroidalis* *518*
— *Zieteni* *518*
Terebratulina rudis *502*
Terrarossa 74
Terrassen, Fulda *475*
—, Leine *470*, *491*
—, Neiße 125, 130
—, Ratzeburger See . . . *432*
—, Rhein *157*, *249*
—, Deutschsüdwestafrika . *140*
—, Weser . . . *360*, *470*, *491*
Tertiär, Australien 342
—, Bremen *349*
—, Flechtinger Höhenzug . *501*
—, Japan 403
—, Oberröblingen *10*
—, Piesberg *170*
—, venetianisches *36*
Tertiäre Konglomerate, Naxos 139
Tetragonites 420
—, Arten 439
— *epigonus* 414
— *glabrum* 414, 415
— *popetensis* 415
— *sphaeronotus* . . 414, 415, 434
— *Timotheanus* . . 428, 432, 434
Tetragraptus 314
Tetrakorallen 3
Teutoburger Waldsandstein *18*, *197*
Thanetsand, Flintkonglomerat *440*
Thermalwasser, Teplitz . . *99*
Thetis aff. *affinis* . . 407, 411
— -Sandstein . . . 407, 410
Thylacinus 344
Tillit 373
Tinguait *115*
Titaneisen im Diabas . . . 142
Tongrien *39*
Ton-Oolith *343*
Tonstein, Island *277*
Topas *86*
Torf, interglazialer, Glinde . *443*
Torfbänke, diluviale . . . *361*
Torflager, Görlitz 131
Torridonsandstein . 284, 286, 287
Toscanit *190*
Tourtia, Lüneburg . . *416*, *437*
Trachydolerit, Australien . 353
Trachyt, Australien . . . 352

Seite

Trachyt, Böhmisches Mittelgebirge *113*, *115*
—, Euganeen *331*, *333*
—, Siebenbürgen *327*
Transgression des Cenomans *90*, *416*
— des Gaults 255
— des Neocoms . . . *18*, *309*
— des Paleocäns *440*
— der Unteroligocäns . . *174*
— des Wealdens *173*
— des weißen Juras . . . *507*
Transgressionskonglomerat, paleocänes, Hemmoor . . *440*
Travertin 450
Tremolitschiefer, Naxos 182, 183
Trentonkalk *193*
Trias, Australien 331
— des Monte Guglielmo, Stratigraphie . . . *198*, *200*
— — — —, Tektonik . . *198*
—, Entstehung 289
— (PurmallenerMergel), Ostpreußen *410*
Triceratops, Restauration. . *444*
Trichinopoli-Gruppe 413, 414, 417, 418, 420
Trigonia aliformis 424
— *Kikuchiana* 424
— *longiloba* 407, 410
— — -Sandstein . 404, 407, 410
— — -Schicht 404
— *pocilliformis* . . . 410, 424
— *rotunda* 424
— *sublaevis* 410
— *subovalis* 407
— -Sandsteine . . . 407, 423
Trilobiten 387
Trinodosus-Schichten, Griechenland 204
— -Zone, Südalpen . . . *201*
Trinucleidae 388
Trochosmilia varicosa . . . *43*
— *alpina* *43*
Trochus lucasianus *48*
— — var. *oblique costulatum* *48*
Trockenrisse im Praecambrium 285
Trockental, Ratzeburg . . *432*
—, Schleswig *444*
Trog des Rheins *158*
Trogtäler *134*
„Trompetenröhren“ . . . 290
Trophon clathratus *280*

Seite

Tubocorallia 4
Tuffdecken, Naxos 148
Tuffe, Australien . . 352, 353
Tufflakkolith *331*
Tuffmaare *326*
Tuffneck *326*, *336*
Tuffsand 446
Turbinaria 2, 5, 8
Türkis, Lausitz 54
Turmalin *86*
Turmalin-Pegmatit, Naxos . 166
Turmalinschiefer, Naxos . . 188
Turon, Böhmen *101*
—, Ostpreußen *408*
—, Westfalen 231, 239, 252, *62*
—, —, Mächtigkeit . . . 254
— und Cenoman, Westfalen 231
Turrilites, Arten 439
— *Bergeri* 410
— *ceratopse* 414
— *Cunliffianus* 410
— *Komotai* 407, 410
— *Ostukai* 414
— *venustus* 414
Turritella Archimedis . . . *48*
— *asperula* *49*
— *asperulella* *49*
— *perfasciata* *49*
— *strangulata* *49*
— *terebra* *48*
— *Wadana* 403, 404

U.

Überlaufthermometer, Fehlerquellen *412*
Überschiebung, Camunische . *216*
—, Harzvorland *500*
—, Lappwald *507*
—, Walbeck *506*
Überschiebungsdecke, höhere, Adulamassiv *454*
Ullmannia Bronni, Westfalen 265
Unio *60*
Unterdevon, Poln. Mittelgebirge *448*
Untere Kreide, Australien . 337
— —, Lappwald *388*
— —, Westfalen . . . 255, *17*
— — siehe auch Neocom.
Untereocän, Bremen . . . *355*
—, Hemmoor *440*
—, Lüneburg *439*
Untermiocän, Bremen . . . *353*

Seite

Unteroligocän, Allertal . . . *502*
—, Helmstedt *503*
—, marines *384*
Untersenon mit Harzgerölle *515*
—, Ostpreußen *408*
—, Westfalen *372*
Untersilur, Agnostiden . . 401
—, Australien 316
—, Oberlausitz 42, 132
—, Ostthüringen 304
—, Venezuela *193*
Unter-Turon, Lüneburg . . *438*
Uralit, Naxos 143
Urgneis, Kykladen 134
—, Attika 200
Urnatopteris tenella . . . 317
Urschieferformation, Naxos . 136
Ursprung der Petroleumgase, Westfalen 248
Ursus arctos 451
— *(arctos) antiqui* *246*
— *horribilis* *246*
— *spelaeus* *248*
Urstromtal 38
Utaturgruppe . . 404, 413, 417

V.

Valanginien *24*
Valanginiensandstein . *197*, *388*
Valdarnium *245*
Valdarno-Schichten . . . *244*
Val Trompia-Bruch . *208*, *211*
— —-Störungslinie . *208*, *211*
Valudayur-Gruppe 421
Varennakalk *201*
Varians-Schichten, Lüneburg *438*
Variscit, Oberlausitz . . 54, 56
Vegesacker Pforte *364*
Venericardia compressa . . 403
Ventersdorp-Schichten . . *145*
Verbreitung des Produktiven Carbons 280
Verkieselung von Tertiärsand 117
Verockerung des Kalksteins 74
Verrucano, Adula *455*
Vertigo parcedentata, Weser *484*
Verwerfungen 253
— in der Kreide, Westfalen 254
—, junge *32*
—, Lausitz 93
— siehe auch Störungen.
Visé-Tournaistufe *7*
Vitrophyr *84*

Seite

Vivianit, Lausitz 131
—, Phöben *58*
Vivipara fasciata *60*
— *vera* *60*
Voltzia Liebeana, Westfalen 265
Volviceramus Koeneni . . . *195*
Vorgeest *360*, *363*
Vorstandswahl *497*
Vulkanruinen *254*
Vulkantypen *326*
Vulsella obliqua *354*

W.

Wackenit, Australien . . . 353
Wahlergebnis *497*
Waldheimia Eudoxa . . . 211
— sp. *519*
Wanderdünen *139*
Warsteiner Devonsattel . . *3*
Wasserbohrungen, Bremen . *356*
Waterbergformation . . . *300*
Waterbergsandsstein *296*, *297*, *300*
Wavellit, Lausitz 54
Wealden *388*
Weißenberger Gneis . . . 39
Weißeritz-Schotter . . . *90*
Weißes Gebirge *154*
Weißliegendes . . . *149*, *154*
Weißstein *87*
Wellenfurchensysteme, zwei sich kreuzende *66*, *68*, *217*, *427*
Wellenkalk, Helgoland . . *441*
—, Lappwald *513*
—, Piesberg *170*
—, Tauber *26*
Wengener Schichten . . . *201*
Werksteintuff 445
Weserterrassen . . . *470*, *491*
Winderosion *274*
Wittener Mulde *10*
Wollastonit, Neubildung . . *115*
Wurmröhren 45, 290
Wurstkonglomerate, Vogtland 96
Wurzelbetten 277
Wüstenbildung in der Trias 289

Y.

Yoldia arctica *280*
Yoldia-Meer *364*
Yoldientone *227*

Z.

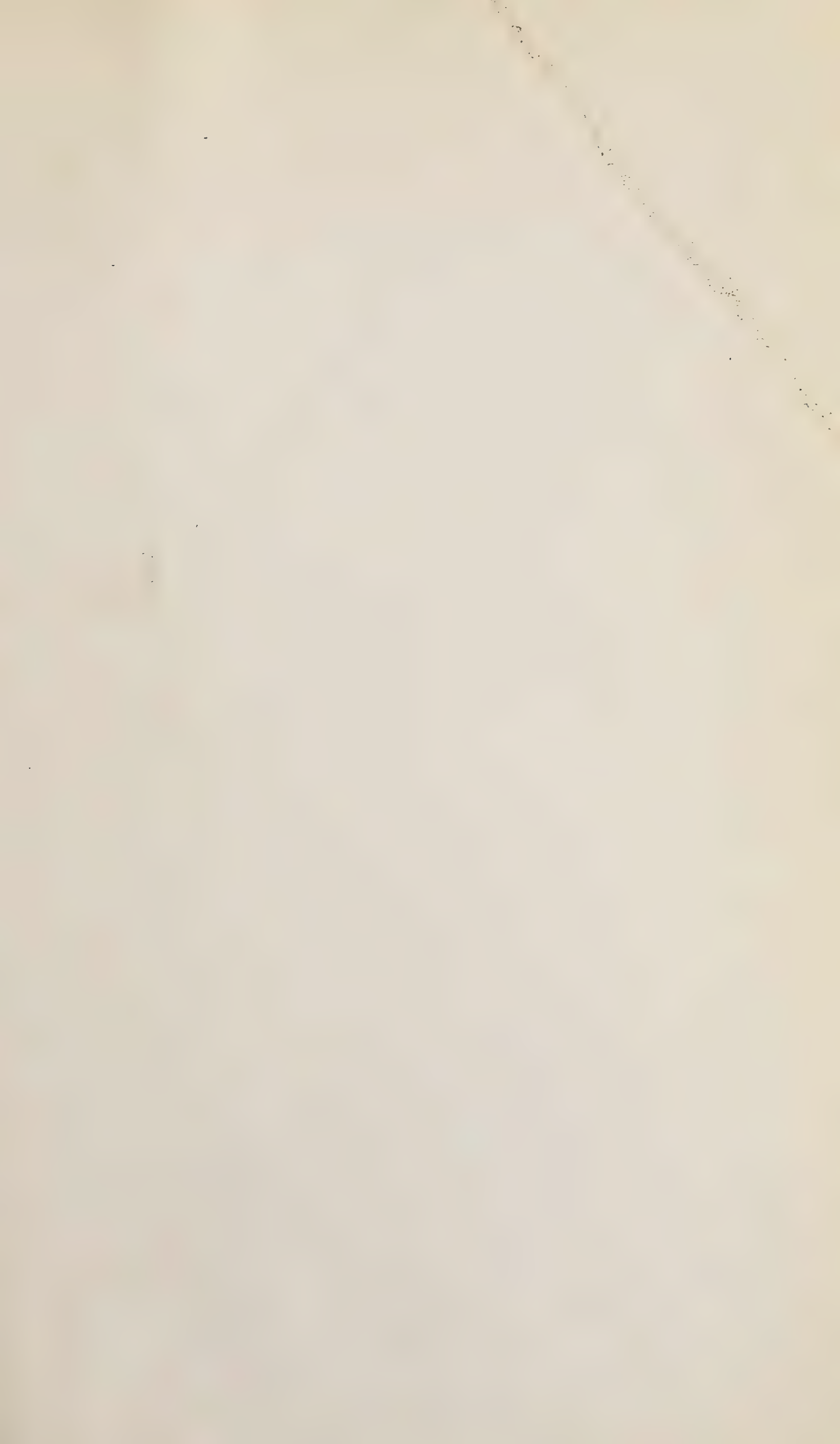
Seite

Zariskalk *147*
Zas-Marmor 185
Zechstein, Flechtingen-Alvenslebener Höhenzug . . *501*
—, Langenfelde bei Hamburg *443*
—, Osnabrück *170*
—, Westfalen 264
—, —, Bohrtabellen . . . 272
Zechsteinhorst *388*
Zechsteinkalk, Lausitz . . 114
Zechsteinkonglomerat, Thüringen *155*
—, Westfalen . . . 266, 269
Zechsteinmergel, Lüneburg . *440*
Zeilleria pseudolagenalis . . *518*
Zeit der Aufrichtung des Osnings *173*
Zerrungsgebirge 355

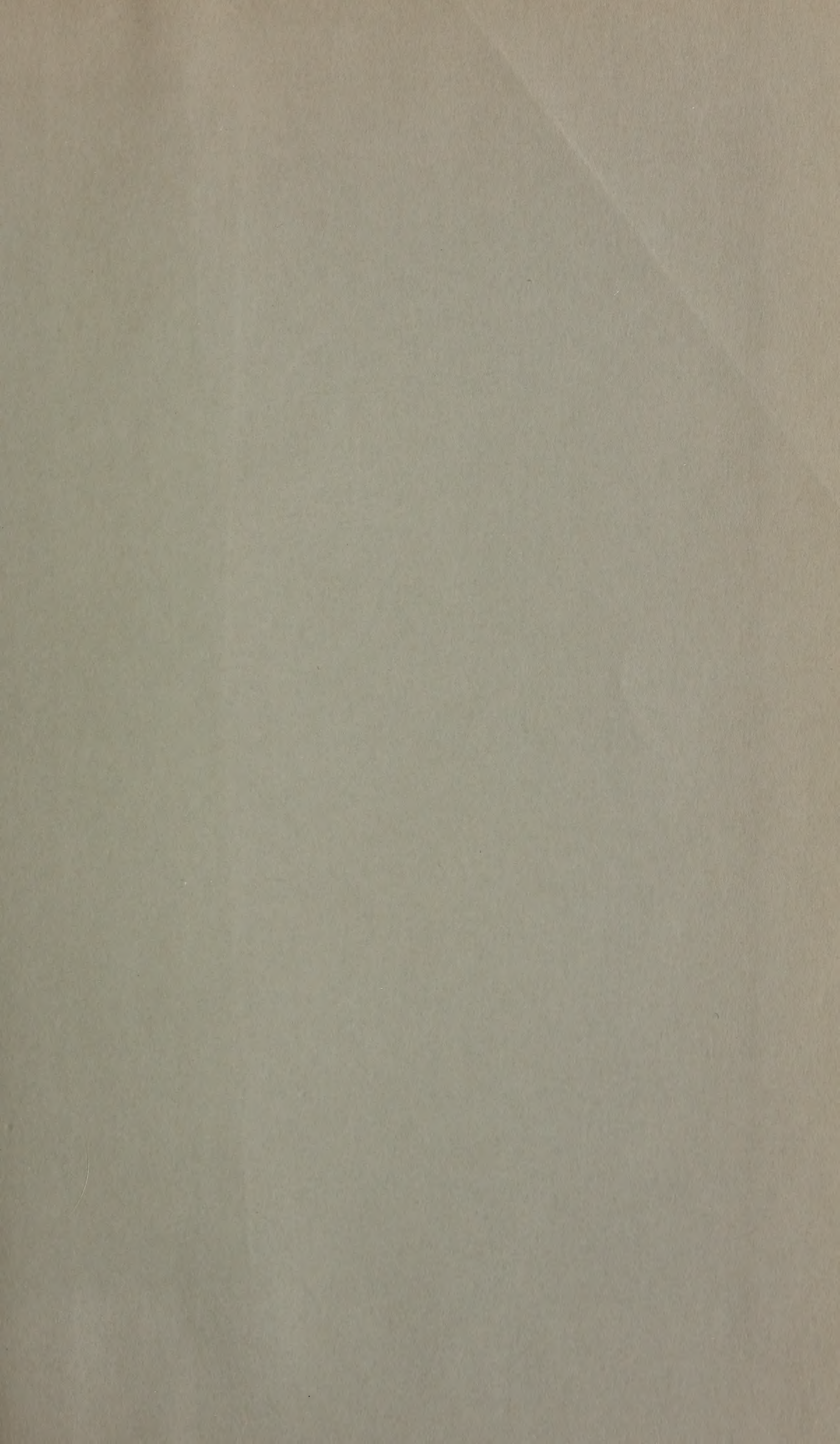
Seite

Zinkhaltige Bleierze, Kykladen 199
Zinnerzlagerstätten, Deutsch-Südwestafrika *128*
—, Erzgebirge *95*
Zirphaea crispata *285*
Zoantharia rugosa 4
Zone der Hauptgrünsande . 245
— — Hornsteine und dunklen Mergel 245
— des *Inoceramus Cuvieri* . 239
— — — *Koeneni* *194*
— — *Marsupites ornatus* 231, *375*
— — *Pecten asper* . . . 239
— — — *muricatus* 231, 233, *380*
Zusammenbruchsbreccie . . 257
Zweiglimmergneis, Naxos . 179
Zweiglimmergranit, Naxos . 163
Zweiglimmerpegmatit, Naxos 187
Zweiglimmerschiefer, Naxos 176

Max Weg, Leipzig, Leplaystr. 1.












SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01357 1088